# Die Lagerungsverhältnisse des Braunkohle führenden Tertiärs und des Diluviums in der östlichen Mark

Von der Technischen Hochschule zu Breslau

zur Erlangung der Würde eines Doktor-Ingenieurs

genehmigte

**Dissertation**

Vorgelegt von

**Diplom-Bergingenieur Günter Schulz**

aus Schwiebus

Referent: Prof. Dr. W. Soergel
Korreferent: Prof. Dr. S. von Bubnoff

Tag der mündlichen Prüfung: 27. Juni 1928

★

Druck von Wilhelm Knapp in Halle (Saale).
1929.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

## Einleitung.

Durch den zu Beginn des vorigen Jahrhunderts im östlichen Teile der Mark Brandenburg einsetzenden Bergbau auf Braunkohle und das darauf folgende systematische Abbohren ist eine weit ausgedehnte Ablagerung dieses Minerals festgesellt worden. Diese Tatsache hat im Verein mit der abwechslungsreichen Morphologie des Gebietes schon das Augenmerk der älteren Geologen, wie Girard, Plettner und von Zinken, auf diesen Teil der Provinz Brandenburg gelenkt, doch ohne zu einer zusammenfassenden Darstellung zu führen.

Eine solche ist aber als Grundlage erforderlich, wenn an die Lösung der Fragen herangegangen werden soll, die sich hier bezüglich der Stratigraphie und Tektonik der tertiären und diluvialen Ablagerungen ergeben haben. Es ist darum die Aufgabe der vorliegenden Arbeit, eine zusammenfassende Darstellung wenigstens eines Teiles des Gebietes zu bringen.

Das im folgenden behandelte Gebiet fällt politisch in die Regierungsbezirke Frankfurt a. d. O. und Schneidemühl (Grenzmark Posen-Westpreußen) und umfaßt einen Faltenzug von Braunkohlensätteln, der sich von Drossen über Zielenzig und Schwiebus nach Osten bis an die polnische Grenze hinzieht. Weitere Faltensysteme von entsprechend großer Längserstreckung und ähnlicher Ausbildung, in denen eine große Zahl teils eng beieinander liegender, teils weit getrennter Falten angehäuft ist, sind in Mittel- und Ostdeutschland bekannt geworden. Es sei hier nur erinnert an den Faltenbogen von Muskau—Weißwasser in der Niederlausitz, die Staumoräne von Guben, die Faltenzüge von Sorau und Frankfurt a. d. Oder (Abb. 1).

Die Anschauungen über die Entstehung dieser Auffaltungen gehen noch sehr weit auseinander. Von der Mehrzahl der Geologen wird die Ansicht vertreten, daß die Störungen allein auf die glazialen Schubkräfte und die Aufwölbung am Rande des einseitig lastenden Inlandeises zurückzuführen ist, während ein anderer Teil tektonischen Kräften eine entscheidende Rolle zusprechen will.

Die folgenden Ausführungen sollen nun einen weiteren Beitrag für die Klärung des hier

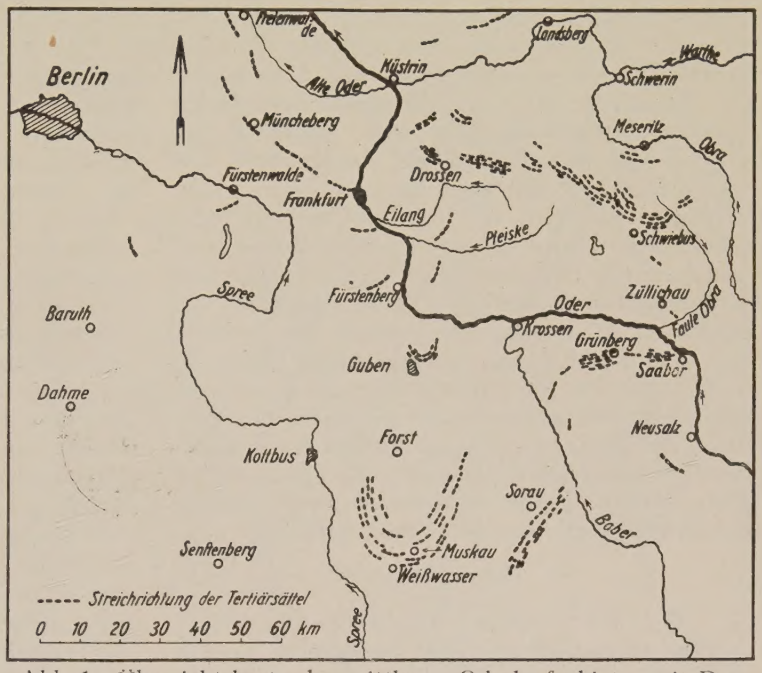



Abb. 1. Übersichtskarte des mittleren Oderlaufgebietes mit Darstellung der Streichrichtung der Tertiärsättel.

angedeuteten Fragenkomplexes liefern, über den eine endgültige Entscheidung aber wohl erst nach genauer Durchforschung mehrerer Faltensysteme gegeben werden kann. Zum Vergleich ist deshalb bei der nachfolgenden Bearbeitung des öfteren Bezug auf Literaturangaben aus den anderen Faltengebieten genommen worden, da die Verhältnisse der dort aufgestauchten tertiären und diluvialen Schichten den hier behandelten teilweise sehr ähnlich sind. Wenn bei der Auswertung der gewonnenen Ergebnisse mitunter recht vorsichtig zu Werke gegangen ist, obwohl eine Lösung manchmal nahelag, so hat dies seine Begründung darin, daß bei der Größe des Gebietes nicht auf alle bei der Bearbeitung auftauchenden Fragen näher eingegangen werden konnte.

Ausgehend von der Morphologie wird zunächst das jüngere und ältere Diluvium behandelt werden. Anschließend soll die Petrographie und Stratigraphie des Tertiärs und die Frage nach der Entstehung der Braunkohlenlager erörtert werden. Ein dritter Teil umfaßt die Diskussion über die Entstehungsweise und Ursachen der Störungen, von denen das ältere Diluvium und das Tertiär betroffen worden sind, um schließlich zu einer genetischen und zeitlichen Zusammenfassung des Ganzen zu führen. Das dem Verfasser für die Bearbeitung zur Verfügung stehende Material konnte leider nicht restlos ausgenutzt werden, da die Bohrtabellen und Profile sehr oft recht ungenau und unzuverlässig sind. Namentlich in älteren Bohrlisten bestehen weitgehende Unterschiede in der petrographischen Bezeichnung der einzelnen Schichten, die von Grube zu Grube und von Zeit zu Zeit einem mannigfachen Wechsel unterliegen. Es wurden daher alle Unterlagen, die Aussagen der Grubenbeamten und Bohrmeister, Literaturangaben usw. zunächst eingehend auf ihre Richtigkeit nachgeprüft und sämtliches Material, das im geringsten unzuverlässig erschien, bei der Bearbeitung ausgeschieden. Durch längere Praxis in dem Revier und häufiges Befahren aller Gruben und Aufschlüsse war es dem Verfasser möglich, die gesammelten Ergebnisse kritisch zu sichten. Das zur Bearbeitung herangezogene Material darf daher als zuverlässig angesehen werden, zumal die beigegebenen Zeichnungen und Profile nicht allein auf Grund vorhandener Bohrtabellen angefertigt, sondern zum größten Teil einer späteren genauen Kontrolle durch Grubenaufschlüsse unterworfen worden sind [1]).

## Diluvium.

### Morphologie des Gebietes.

Das gesamte, hier näher behandelte Gebiet stellt eine große Hochfläche dar, die in ihrem weiteren Umfang von der Wartheniederung im Norden und vom Tal der Obra im Osten begrenzt wird. Nach Süden neigt sich das Plateau allmählich nach der Oder zu, während der Westrand etwa durch die Linie Drossen—Reppen gekennzeichnet wird. Im einzelnen erhält es eine reiche morphologische Gliederung durch langgestreckte, aneinandergereihte Höhenzüge oder isolierte Kuppen und schmale Erosionsrinnen und breit eingeschnittene Täler [1]) (Abb. 2).

### Jüngeres Diluvium.

Die Oberfläche des Gebietes wird im allgemeinen von den Ablagerungen der letzten Inlandvereisung Norddeutschlands eingenommen (Warthevereisung) [2]). Zu ihnen kommen in den Tälern und an anderen vereinzelten Stellen noch alluviale Bildungen hinzu. Das Tertiär tritt nur dort zu Tage, wo die Sättel steil aufgerichtet und die hangenden Schichten der Abtragung anheimgefallen sind. An den Oberflächenbildungen nehmen von den glazialen Ablagerungen dabei fast alle petrographisch bemerkenswerten Schichten teil, die wir im norddeutschen Flachlande als Produkte der diluvialen Eistransgression kennen.

Die Einteilung des Diluviums nach stratigraphischen Gesichtspunkten begegnet insofern gewissen Schwierigkeiten, als an Hand von Aufschlüssen bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte, daß von den drei Vereisungen, mit denen man bisher in Norddeutschland rechnet, die zugehörigen Grundmoränen zur Ablagerung gelangt sind. Sicher ist jedenfalls, daß sämtliche drei Eistransgressionen über unser Gebiet hinweggegangen sind, jedoch scheinen die Bildungen der älteren zu einem Teil wieder der Abtragung anheimgefallen zu sein, zum anderen liegen sie in größerer Tiefe, denn die Oberfläche in ihrer heutigen Form wird fast nur von den Ablagerungen der letzten Vereisung eingenommen.

Eine genaue Feststellung, welche Vorkommen von Geschiebemergeln und Sanden einer älteren Vereisung angehören, war infolge des zu ausgedehnten Gebietes nicht möglich. Sie dürfte einer eingehenden geologischen Spezialkartierung vorbehalten bleiben. Petrographische Unterschiede zwischen den einzelnen gleichartigen Ablagerungen konnten nur selten beobachtet werden. Jedoch scheint der ältere Geschiebemergel, abweichend von dem jüngeren, bedeutend weniger Geschiebe und mehr aufgearbeitetes, an Muskovit und Kohlepartikelchen reiches Tertiärmaterial zu enthalten, das zu einer intensiven Schwarzfärbung und toniger Ausbildung der Grundmoräne beigetragen hat.

### Älteres Diluvium.

Eine genaue stratigraphische Gliederung des Diluviums unseres Gebietes läßt sich, wie be-

---

1) Allen, die mich bei der Fertigstellung dieser Arbeit unterstützt haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt, vor allem meinem verehrten Lehrer Professor Dr. Soergel, dem ich für vielseitige Anregung zu besonderem Dank verpflichtet bin. Mein Dank gilt weiterhin den Grubenverwaltungen, die mir durch Erteilung zweckmäßiger Auskunft, Gestattung von Grubenfahrten und bereitwillige Überlassung wertvollen Materials in jeder Weise entgegengekommen sind.

Bei der wissenschaftlichen Bearbeitung lag bedeutend reichhaltigeres Beweismaterial vor. Auf Wunsch einzelner Werke mußte jedoch aus wirtschaftlichen Gründen von der Veröffentlichung eines großen Teiles desselben Abstand genommen werden.

1) Da die Untersuchungen über die Morphologie des Gebietes, insbesondere über die Entstehung der Flußläufe und ihre Terrassen, zur Zeit des Abschlusses dieser Arbeit noch im Gange waren und ihren Rahmen überschreiten würden, sind sie einer späteren Veröffentlichung vorbehalten worden.

2) P. Woldstedt, Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. „Sitzungsber. d. Pr. Geol. Landes-Anstalt" 1927, S. 115—119.

reits betont, nicht einwandfrei durchführen, da die vorhandenen Aufschlüsse in keiner Weise zu einer klaren Beweisführung ausreichen. — Die bisherigen Untersuchungen in den durch Bergbau und Ziegeleien erschlossenen Gruben haben jedoch zu dem Ergebnis geführt, daß es möglich ist, zumindest die Ablagerungen mehrerer Grundmoränen voneinander zu trennen, von denen die oberste mit größter Wahrscheinlichkeit der letzten Eistransgression angehört. Durch mehrere Profile soll dieses im folgenden des näheren erläutert werden.

Das Profil Abb. 3 ist südlich des Dorfes Schönow in einer Ziegeleigrube aufgeschlossen, welche die hangenden tertiären Tone eines wenige Meter südlich verlaufenden Kohlensattels ausbeutet; die Schichten sind etwa querschlägig angeschnitten. Von SSO nach NNW folgen den unter 60° nach N einfallenden tertiären braunen Letten konkordant aufgelagert eine Eisen-Mangan-Zone, darüber diluviale Tonsande, Sande und braune Kiese mit dünnen Sandstreifen, die alle gleichfalls unter etwa 60° nach N einfallen. Diskordant überschnitten wird dieser Lagerungsverband von einem fast horizontal gelagerten, etwa 0,75 m mächtigen lehmigen Sand mit Geschieben am Liegenden. Bemerkenswert ist an diesem Profil neben der Diskordanz die Eisen-Mangan-Zone an der Grenze zwischen Diluvium und Tertiär. Sie behält ihre durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 10 cm bis zur Sohle der Ziegeleigrube auf etwa 4 m Länge bei und wird

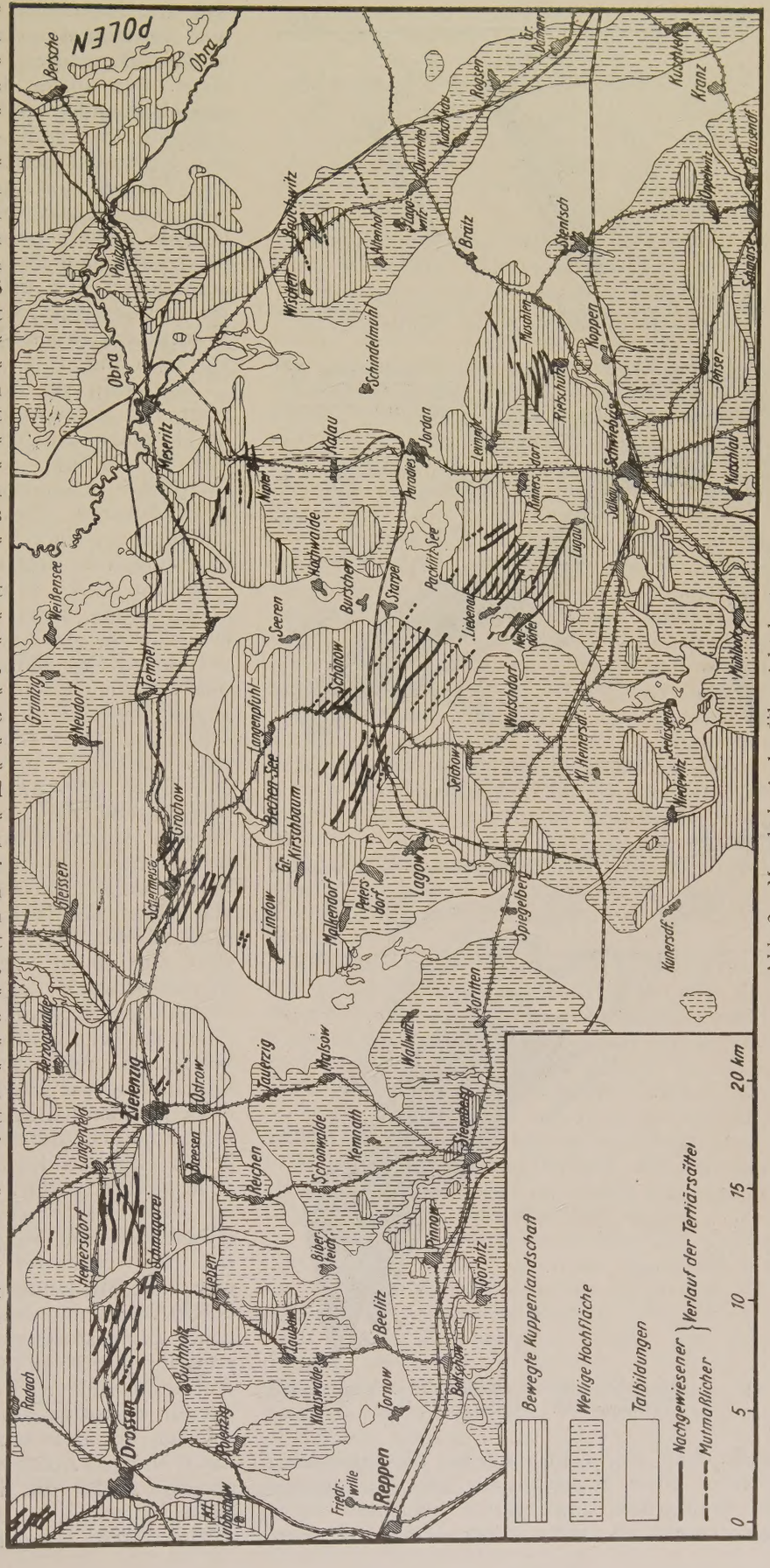



Abb. 2. Morphologische Übersichtskarte.

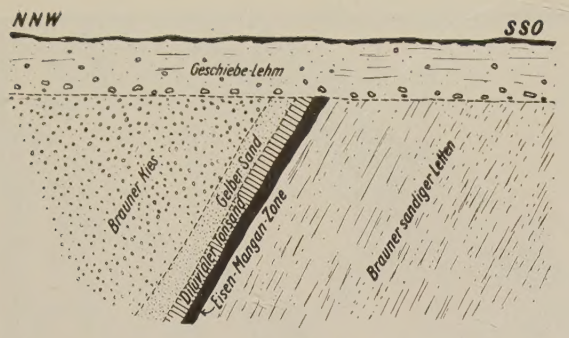



Abb. 3. Profil von der Ostseite der Ziegeleigrube südlich des Dorfes Schönow. Maßstab 1 : 100.

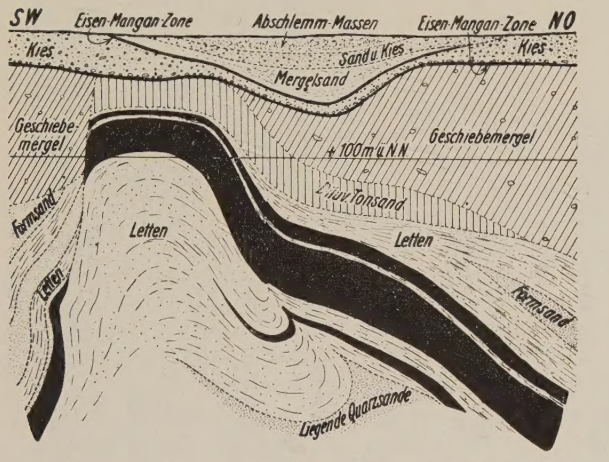



Abb. 4. Querprofil durch einen Tertiärsattel. Maßstab 1 : 1500.

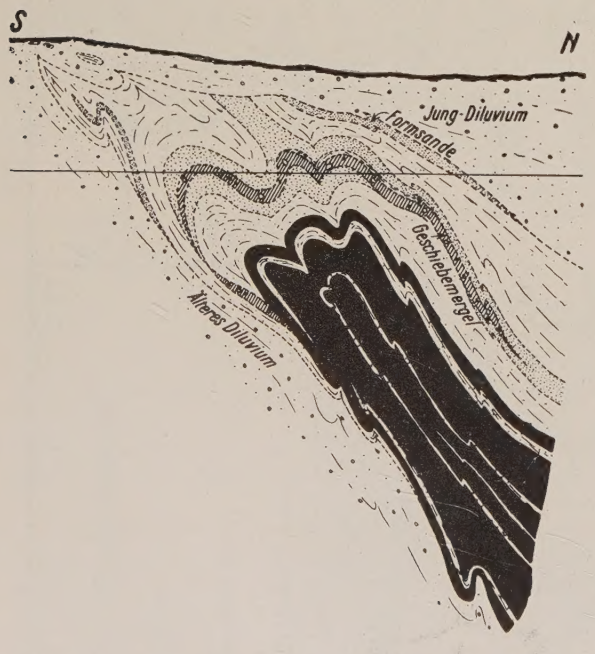



Abb. 5. Querprofil durch einen mehrfach gefalteten Tertiärsattel. Maßstab 1 : 1500.

nach oben von dem jüngeren Geschiebelehm ebenso scharf abgeschnitten wie die anderen, ihr konkordant angelagerten Schichten. Voraussetzung zu ihrer Entstehung ist nun, daß die hangenden diluvialen Schichten einmal horizontal oder wenigstens annähernd horizontal gelegen haben müssen, da sich sonst eine solche Eisen-Mangan-Zone von gleichbleibender Stärke nicht hätte bilden können. Es muß daher nach Ablagerung der jetzt steil gestellten diluvialen Schichten eine Periode vorhanden gewesen sein, in der aus den Sickerwässern über dem undurchlässigen Letten diese Zone entstehen konnte. Nach Abschluß dieser Zeit sind die Schichten aufgerichtet und diskordant von einer neuen Moräne überlagert worden, die wir mit größter Wahrscheinlichkeit der letzten Vereisung zusprechen dürfen.

Weiterhin sei das Profil Abb. 4 zur Betrachtung herangezogen. Es ist querschlägig durch einen Kohlensattel gelegt und durch mehrere auf ihm niedergebrachte Schächte und Bohrlöcher in seinem petrographischen Aufbau genau bekannt. Über dem Tertiärsattel, dessen Südflügel an einer Verwerfung um etwa 20 m abgesunken ist, liegt in dem nordöstlichen Teile eine 6 m starke Schicht tonigen Sandes diluvialen Alters. Darauf legt sich an den Flügeln eine mächtige Bank schwarzer Geschiebemergel, der ein gleiches Einfallen wie das Tertiär zeigt und von einer Eisen-Mangan-Zone nach oben abgeschlossen wird. Am Sattelkopf ist der Geschiebemergel abradiert. Über einer 2 m mächtigen Kiesbank, deren Hangendes wiederum eine Eisen-Mangan-Zone bildet, folgen noch Mergelsande, Sande und Kiese, während feinkörnige Abschlämmassen, wahrscheinlich alluvialen Alters, und eine Humuszone das Profil nach oben abschließen. — Ob die Tonsande im Hangenden des Tertiärs als das Verwitterungsprodukt einer älteren Grundmoräne aufzufassen sind oder ob sie nur Vorschüttungssande der Eistransgression darstellen, die die mächtige Geschiebemergelbank zur Ablagerung brachte, dürfte schwer zu entscheiden sein. Wahrscheinlich ist das letztere der Fall, da sie von größeren Geschieben fast gänzlich frei sind und infolgedessen keinen Rückstand einer ausgewaschenen Grundmoräne darstellen, vielmehr von den Schmelzwässern des heranrückenden Eisrandes abgelagert sein dürften. Der darauf folgende schwarze Geschiebemergel ist reich an großen Geschieben und aufgearbeitetem Tertiärmaterial, das sich vor allem durch zahlreiche glänzende Muskovitblättchen zu erkennen gibt. Nach Ablagerung dieser Grundmoräne muß ein neuer Eisvorstoß erfolgt sein, der den Sattelkopf abradierte. In diese Zeit gehören auch die Auffaltung und die Verwerfung, von denen das Tertiär betroffen worden ist. Nach Zurückweichen des Eisrandes bildete sich die untere Eisen-Mangan-Zone, worauf eine letzte Transgression folgte, die die hangenden Sande und Kiese hinterließ, an deren unterer Grenze die zweite Eisen-Mangan-Zone entstand. Beide

Zonen sind wassertragend und grenzen demzufolge auch zwei Grundwasserhorizonte voneinander ab, von denen der obere das größere Volumen besitzt.

Zum Schluß sei noch auf das Profil Abb. 5 verwiesen, das eine mitten in die hangenden tertiären Formsande und Letten eingepreßte Geschiebemergelbank zeigt. Diese hat an sämtlichen Faltungen und Fältelungen des Tertiärsattels teilgenommen, muß also bereits vor der Auffaltung durch eine dünne Eisplatte, die vielleicht einer älteren Vereisung angehört und nach Rückgang dieser Transgression aufgetaut ist, in die weichen Tertiärschichten eingepreßt worden sein; an einzelnen Stellen ist sie dann bei der darauf folgenden Auffaltung bis zu Zentimeterdicke ausgewalzt worden.

Als Ergebnis dieser Betrachtungen darf wohl zunächst die Tatsache angesehen werden, daß wir mit den Ablagerungen mehrerer, zumindest jedoch zweier Eistransgressionen zu rechnen haben. Ob diese verschiedenen Glazialepochen angehören oder ob sie interstadial, also während derselben Eiszeit, zur Ablagerung gelangt sind, wo der Eisrand in unserem Gebiet dauernd oszellierte, sei zunächst dahingestellt.

Weiteren Aufschluß über die Mächtigkeit und petrographische Zusammensetzung der tieferen diluvialen Schichten geben uns eine Anzahl Bohrungen, deren Ergebnisse in den „Mitteilungen aus dem Archiv der Preußischen Geologischen Landesanstalt" veröffentlicht sind. Zwar sind die Angaben über den Ort der Bohrungen nicht immer genau, ferner fehlen mitunter die Bezeichnungen für einzelne Schichtkomplexe, da wohl die zugehörigen Proben nicht mehr vorhanden waren, doch spielen diese Mängel für unsere Zwecke keine größere Rolle. Bedenklicher wäre schon der Einwand, daß die angegebenen großen Mächtigkeiten des Diluviums als Schichtenverdopplung infolge Überkippung oder Überschiebung aufgefaßt werden können. Dazu sei bemerkt, daß die gewählten Bohrungen in Gebieten liegen, in denen nachweislich bisher keine Auffaltungen von Tertiär und Diluvium festgestellt worden sind, dieser Einwand damit also zwar nicht hinfällig, aber doch sehr abgeschwächt erscheint. Aus der Zahl der zur Verfügung stehenden Bohrungen seien folgende herausgegriffen [1]):

1. Zweites Bohrloch Meseritz, Krankenhaus (S. 108).

| | | |
|---|---|---|
| 0,0— 4,0 m | feiner Sand | Diluvium |
| 4,0— ? | Geschiebemergel | |
| ? — 27,0 m | sehr feiner toniger Sand | |
| 27,0— 69,0 m | Geschiebemergel | |
| 69,0— 74,0 m | feiner toniger Sand | |
| 74,0— 80,0 m | Geschiebemergel | |
| 80,0—140,0 m | Tonmergel | |
| 140,0—160,0 m | Geschiebemergel | |

1) Ergebnisse von Bohrungen. „Mittlg. aus dem Bohrarchiv d. Preuß. Geol. Landesanstalt" 1915, Heft 7.

3. Bohrlöcher Obrawalde, Irrenanstalt, Bohrung bei Haus IV für Frauen (S. 109).

| | | |
|---|---|---|
| 0,0— 2,5 m | Sand | Diluvium |
| 2,5— 3,6 m | sehr feiner Sand | |
| 3,6— 4,8 m | Kies | |
| 4,8— 9,7 m | Geschiebemergel | |
| 9,7—10,0 m | steiniger Kies | |
| 10,0—11,1 m | sandiger Kies | |
| 11,1—13,0 m | kiesiger Sand | |
| 13,0— ? | Ton mit Vivianit, interglazial. | |

Vergleiche hierzu auch die Bohrungen auf S. 107 — 109 und S. 110 — 112, a. a. O.

Es ist demnach festzustellen, daß das Diluvium recht bedeutende Mächtigkeiten (bis über 160 m) erreichen kann, und zwar mit größter Wahrscheinlichkeit in ungefaltetem Zustande. Wichtig ist weiterhin die Tatsache, daß die glaziale Schichtenfolge mehrere Geschiebemergelbänke enthält, die eine Mächtigkeit bis zu 42 m erreichen, ebenso ist die eindeutige Feststellung von Interglazialbildungen von großer Bedeutung.

Auf Grund dieser Befunde kommen wir also zu dem Ergebnis, daß wir in unserem Gebiet mit mehreren Eisvorstößen rechnen müssen, die von Zeiten wärmeren Klimas unterbrochen waren. Den ganzen diluvialen Schichtenkomplex einer Eiszeit zuzuordnen, dürfte schon in Anbetracht seiner großen Mächtigkeit nicht in Frage kommen; auch die nachgewiesenen Bildungen interglazialen Alters widersprechen dieser Ansicht. Des weiteren hat die inzwischen erfolgte Spezialaufnahme des westlichen Teils unseres Gebietes seitens der Preußischen Geologischen Landesanstalt ergeben, daß auf den Meßtischblättern Reppen und Drossen [1]) Bildungen der jüngsten und älteren Eiszeiten, getrennt durch „glaziale Zwischenschichten", vorhanden sind.

Daß die Diskordanz nur an den Stellen deutlich hervortritt, wo die Tertiärsättel mit den älteren diluvialen Schichten aufgerichtet sind, kommt in dem Profil Abb. 8 (folgt später) klar zum Ausdruck. Alle Aufschlüsse, die in einiger Entfernung von den Sattelköpfen oder in der Mitte der Mulden angesetzt sind, werden demnach keine wahrnehmbare Diskordanz innerhalb des Diluviums aufweisen, da hier die glazialen Schichten und mit ihnen wahrscheinlich auch das Tertär völlig söhlig liegen.

Wieviel Eistransgressionen über das Gebiet hinweggegangen sind, kann an Hand der bis jetzt vorliegenden Ergebnisse nicht mit Bestimmtheit entschieden werden. Als gesichert darf jedoch die Tatsache gelten, daß eine Moräne, und zwar die der letzten Vereisung, diskordant zu mehreren älteren gelagert ist. Nach den Bohrungen und Grubenaufschlüssen zu urteilen, scheint deren Zahl mindestens drei zu betragen, so daß wir zunächst mit vier Eistransgressionen rechnen dürfen.

1) Erläuterung zu den Blättern Reppen und Drossen (Lieferung 122).

## Tertiär.

### Petrographie des Tertiärs.

Braunkohle: Die bis jetzt durch Aufschlüsse bekannt gewordenen Glieder des Tertiärs setzen sich aus folgenden Gesteinen zusammen:

1. Braunkohlen;
2. Tone;
3. Letten;
4. Glimmer- und Formsande;
5. Quarzsande;
6. Kiese.

Bei den in Förderung befindlichen Gruben ist die Kohle von recht verschiedenartiger Beschaffenheit. Sie besitzt auf den einzelnen Anlagen besondere Merkmale, die sich nach der Tiefe des Abbauortes und seiner Lage zum Hangenden oder Liegenden richten. Ausgehend von dem allgemeinen Habitus der Braunkohle, entsprechend der Einteilung, wie sie K. Pietzsch[1]) gegeben hat, kommen in den hier näher behandelten Gebieten folgende Arten vor: Die gemeine Braunkohle, die erdige Braunkohle, die Schmierkohle, der Lignit, die Moorkohle und die Rußkohle.

Nach dem Ausgangsmaterial können wir sämtliche in unserem Gebiet vorkommenden Braunkohlen zu den Humuskohlen rechnen, die also nur aus pflanzlicher Substanz hervorgegangen sind. Das spezifische Gewicht der grubenfeuchten geschütteten Kohle schwankt nach eigenen Messungen zwischen 1,0 und 1,2.

Die Braunkohlen sind in mehreren Flözen abgelagert, von denen das mittlere, mächtigste, das sogenannte Hauptflöz ist. Die Flöze sind durch verhältnismäßig regelmäßig auftretende tonig-sandige Zwischenmittel getrennt. Die Zusammensetzung und Mächtigkeit der Flöze unterliegen einem großen Wechsel. Seltener finden sich Einlagerungen sandiger und toniger Art in Form von Linsen und Nestern. Einzelne Linsen von Kohleneisensteinen, die neben geringen Mengen von Kohle und Sand im wesentlichen aus $FeCo_3$ bestehen, treten in den Flözen in verschiedener Höhenlage auf, weisen aber auf eine Regelmäßigkeit in der Lage und Ausbildung ihres Vorkommens nicht hin. Als Vertreter organischer Mineralien haben sich bisher nur stecknadelkopfgroße Stücke von Retinit in der liegenden lignitischen Bank des Hauptflözes gefunden. Von den anorganischen Mineralien ist besonders der Schwefelkies ($FeS_2$) in Form von Markasit oder, seltener, Pyrit vertreten; er findet sich vorwiegend in der obersten Schicht der Lignitbank als deutlich ausgeprägte Lage.

Tone: Die tertiären Tone sind verhältnismäßig selten anzutreffen und treten meistens als Linsen und Zwischenmittel innerhalb der Flöze auf. Zum Unterschied von den Diluvialtonen zeichnen sie sich durch ihren Gehalt an Kaliglimmer und das vollkommene Fehlen von Kalk aus. Sind sie völlig durchsetzt mit Schwefelkiesteilchen, so gehen sie in dunkle, bituminöse, als Alaunteile bezeichnete Letten über.

Letten: In ihrer sandigen Ausbildung werden die Tone in unserem Gebiet bereits als Letten bezeichnet, die aus einem wechselnden Gemenge von sehr feinem Sand und Ton bestehen und gleichfalls stark glimmerhaltig sind. Durch feine Kohlenpartikelchen sind sie mehr oder minder dunkel gefärbt und weisen je nach ihrer Zusammensetzung, ob mehr tonig, sandig oder kohlig, die verschiedensten Farbtöne und eine mehr oder weniger große Plastizität auf. Gleichzeitig ist ihnen eine gut ausgebildete, oft papierdünne Schichtung eigen, welche durch den auf die Schichtflächen reich verteilten Kaliglimmer besonders ins Auge fällt.

Form- und Glimmersande: Die quantitativ den Hauptbestandteil des Quartärs bildenden Sande und Kiese sind in drei Formen vertreten, die durch petrographische Unterschiede gekennzeichnet und stratigraphisch von besonderer Bedeutung sind. Die Formsande setzen sich aus Kalk und feldspatfreien Quarzsanden zusammen, an deren Aufbau Glimmerblättchen in Form von Muskovit teilnehmen.

Quarzsande und -kiese: Die Quarzsande, auch Kohlensande genannt, zeichnen sich im Gegensatz zu den Formsanden durch das fast völlige Fehlen von Glimmer aus. Sie bestehen im wesentlichen aus kleinen Quarzkörnern, die verhältnismäßig wenig kantengerundet sind und sich, wie der Bergmann sagt, „durch ihre größere Schärfe" kenntlich machen. Meist sind die Kohlensande, entsprechend ihrem Namen, reich an Kohlenteilchen und dadurch blaugrau bis dunkelschwarz gefärbt. — Die Kiese sind verhältnismäßig selten, und zwar nur im Liegenden der Flöze, zu beobachten und bestehen aus großen farblosen, mehr oder minder abgerundeten Quarzkörnern. Glimmer fehlt ihnen ganz, einige wenige Gerölle scheinen durch Verkieselung aus ursprünglich feldspatführenden Gesteinen hervorgegangen zu sein.

### Stratigraphie des Tertiärs.

Normalprofil: Die Tertiärformation des hier näher behandelten Gebietes stratigraphisch genau zu gliedern, ist wegen des völligen Mangels an Leitschichten nicht möglich. Tierische Fossilien sind in den Sedimenten bisher nicht gefunden worden. Wir dürfen diese an sich merkwürdige Erscheinung wohl mit Weißermel[1]) der lösenden Kraft der humusreichen Urwaldwässer während der Bil-

1) K. Pietzsch, Die Braunkohlen Deutschlands (Berlin 1925), S. 5—7.

1) W. Weißermel, Zur Genese des deutschen Braunkohlentertiärs, besonders der mitteldeutschen älteren Braunkohlenformation; „Zeitschr. D. Geol. Ges." 1923, S. 28.

dung der Braunkohle zuschreiben. Anzunehmen ist jedoch, daß die Kohlenlager und ebenso die anderen uns jetzt bekannten Tertiärschichten, entsprechend denen in der Gegend von Frankfurt a. d. O., den tieferen Schichten des Miozäns angehören [1]). Ob ein gewisser Teil der hangenden Formsande und Letten einer jüngeren Formationsstufe einzuordnen ist, soll hier nicht entschieden werden. Bemerkt sei an dieser Stelle, daß in dem östlichen Teil unseres Gebietes im Hangenden der Braunkohlenlager bereits der Posener Flammenton auftritt, dem auf Grund neuerer Untersuchungen ein obermiozänes bis unterpliozänes Alter zugesprochen wird.

Auf Grund petrographischer und struktureller Verschiedenheiten der Kohlenflöze und ihrer Begleitschichten läßt sich eine Zweiteilung des Tertiärs durchführen: eine durch Formsande und Letten gekennzeichnete hangende Partie (Formsandgruppe) und eine liegende Partie, im wesentlichen zusammengesetzt aus glimmerfreien Quarzsanden und Kiesen (Kohlensandgruppe).

Infolge der Störungen, die die Tertiärschichten nach ihrer Ablagerung betroffen haben, läßt sich jetzt nichts Bestimmtes mehr über ihre ursprüngliche Mächtigkeit sagen. Ein Normalprofil des Tertiärs vom Hangenden zum Liegenden würde zunächst unter Fortlassung der diluvialen Schichten folgendermaßen aussehen (vgl. Abb. 6):

1. Weiße und dunklere Formsande mit vorwiegend grauen Letteneinlagerungen.
2. Schwarze Alaunletten (Alauntone).
3. Flöz I.
4. Formsande und graue Letten.
5. Flöz II.
6. Kohlenletten, Form- und Kohlensande.
7. Flöz III.
8. Quarzsande und Kiese mit wenig Glimmer, durch Kohlenteilchen grauschwarz gefärbt, stark wasserführend.

Dieses Profil besitzt jedoch nicht überall Gültigkeit, da die einzelnen Schichten, wie aus den beigegebenen Profilen ersichtlich ist, nur auf kürzere Strecken hin aushalten und auch in vertikaler Richtung einem raschen Faziswechsel unterliegen. Diese Tatsachen lassen demnach auf häufige Änderungen in den Absatzbedingungen schließen.

Allgemeiner Aufbau der Flöze. Über den Aufbau der Flöze im einzelnen läßt sich auf Grund ihrer Zusammensetzung und ihrer Struktur folgendes sagen: Da die Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung recht verschieden voneinander waren und die Struktur der Flöze daher eine schwankende ist, soll den nun folgenden Betrachtungen der Flöztypus zugrunde gelegt werden, der vorwiegend in dem östlichen Teil unseres Gebietes vertreten ist (Abb. 6).

Das erste Flöz mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1—2 m führt eine grob-

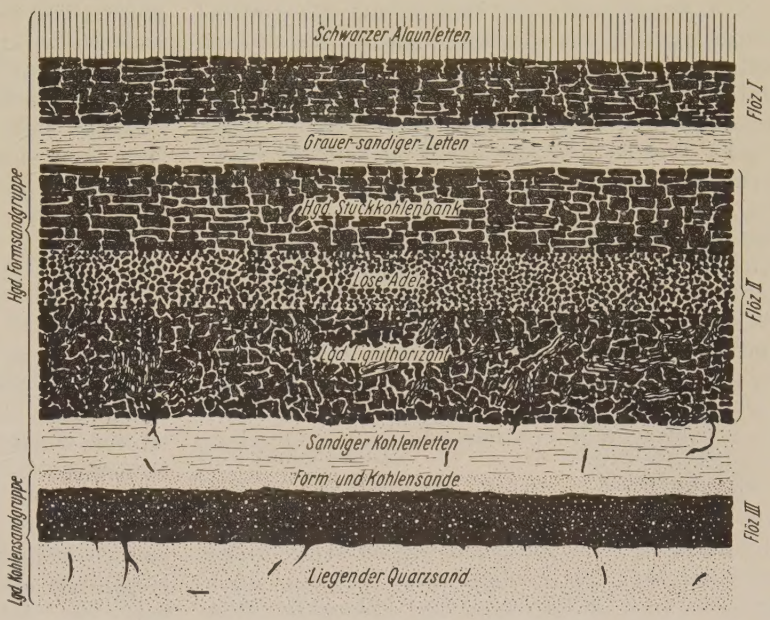



Abb. 6. Strukturbild der Flöze (schematisch).

stückige, bankig abgelagerte Kohle, die durch Formsande sehr stark verunreinigt ist.

Das zweite Flöz, das sogenannte Hauptflöz, ist von verunreinigenden Bestandteilen verhältnismäßig frei und besitzt eine Mächtigkeit von etwa 5—10 m. Seine hangende Partie besteht aus einer grobstückigen bankigen Kohle mit zahlreichen wohlerhaltenen Resten von Gramineen, auf die bei der Frage nach der Entstehung der Kohlenlager noch zurückgekommen werden soll. Die Mittelpartie führt eine Klarkohle von 0,5—2,0 m Mächtigkeit, die sich aus amorpher Kohle ohne Lignit, aber mit hohem Aschengehalt zusammensetzt.

Die liegende Bank des Hauptflözes wird von einer lignitischen Braunkohle gebildet, in der sich neben einzelnen Stubben größere Mengen ganzer, meist plattgedrückter Stämme und Teile von Ästen finden, die splitterigen, faserigen und mitunter muscheligen Bruch zeigen. Diese Partie ist besonders reich an Retinit. Zwischen ihr und der „Losen Ader" liegt eine schwache Kohlenschicht, die völlig mit Schwefelkies in fein zerteiltem Zustande durchsetzt ist.

Das dritte Flöz von 1—2 m Mächtigkeit führt eine mulmige, durch Quarzsande etwas ver-

1) Erläuterung zu Blatt Frankfurt a. d. O. (Lieferung 121), S. 52.

unreinigte Kohle von tiefschwarzer Färbung; Lignit fehlt ihr ganz. Ein gut ausgeprägter Röhrichtboden mit tief ins Liegende reichenden Wurzelresiduen ließ sich an einzelnen Stellen einwandfrei beobachten. Die Aufschlüsse im dritten Flöz sind jedoch verhältnismäßig selten, da man aus naheliegenden Gründen seinen Abbau unterläßt, um sich nicht der Gefahr eines Schwimmsanddurchbruches aus dem Liegenden auszusetzen.

### Entstehung der Braunkohlenlager.

Die Frage nach der Entstehung der Braunkohlenlager unseres Gebietes wurde bisher fast stets im Sinne der Autochthonie entschieden. Dafür spricht die — bei aller Mannigfaltigkeit im einzelnen — im großen und ganzen doch regelmäßige Reihenfolge der einzelnen Schichten, ferner die ausgedehnte Verbreitung der Kohle, die neueren Aufschlüssen zufolge wahrscheinlich zusammenhängend über das ganze Gebiet reicht. Aus der Zahl der geringmächtigen Flöze hebt sich dabei deutlich ein Hauptflöz von 5 bis 10 m Mächtigkeit heraus, das von verhältnismäßig reiner Beschaffenheit ist. Das stellenweise Vorhandensein eines Wurzelbodens im Liegenden des untersten Flözes kann gleichfalls als Beweis für autochthone Bildung angesehen werden.

Fossile Baumstämme und Stubben werden, wie oben erwähnt, in der liegenden Bank des Hauptflözes sehr zahlreich angetroffen; meist befinden sie sich in liegender Stellung, doch sind sie auch in schräger und aufrechter Stellung zu beobachten, und zwar unter guter Erhaltung von stärkeren und schwächeren Ästen. Die liegende Stellung der Stämme braucht dabei durchaus nicht als Beweis für Allochthonie angesehen zu werden. Durch Windbruch und Abfaulen an der Wasserlinie können die Stämme umgeworfen worden sein. Ferner ist es möglich, daß durch die nach Abschluß der Kohlebildung erfolgte Aufpressung und Faltung der Flöze, die auf Grund der verschiedenen strukturellen Ausbildung ihrer einzelnen Partien auch eine verschiedene Plastizität aufweisen, die harten Lignite ihre ursprüngliche senkrechte Lage aufgegeben und sich entsprechend den größten Druckrichtungen eingestellt haben. Glänzende Druck- und Gleitflächen (Harnische) an den Lignitstücken wären als Beweis dafür anzuführen. Die bereits erwähnten Gramineen finden sich fast durchweg im ganzen Revier und bilden nach O. von Linstow[1]) einen Beweis dafür, daß die Braunkohlen an Ort und Stelle entstanden sind, da die Gräser keinen nennenswerten Transport vertragen hätten, ohne zerstört zu werden.

1) O. von Linstow, Kurzer Beitrag zur Entstehung der Braunkohlenlager; „Braunkohle" 1925, Heft 52.

Andererseits lassen sich aber auch einige Merkmale anführen, die eine bodeneigene Entstehung sämtlicher Kohlenvorkommen in Frage stellen. Es kommt hierbei vor allem die vielerorts recht verschiedene Struktur im Aufbau der Flöze in Betracht, ferner ihr häufiges Auskeilen und Wiederaufsetzen.

Zusammenfassend müssen wir aber feststellen, daß die Frage nach der Entstehung der hier behandelten Braunkohlenlager zwar nicht eindeutig im Sinne der Autochthonie entschieden werden kann, daß aber der weitaus größte Teil der Braunkohlenflöze sicher an Ort und Stelle entstanden ist. Ihrer Verbreitung nach im ganzen Revier in einem bestimmten Horizont und darüber hinaus im Osten in die Provinz Posen und im Süden und Westen nach Schlesien und Brandenburg hinein scheint primäre Allochthonie schlechterdings unmöglich zu sein.

### Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und des älteren Diluviums und ihre Ursachen.

Das Tertiär hat nach seiner Ablagerung mehrfache Störungsphasen durchgemacht, von denen zum Teil noch diluviale Bildungen betroffen wurden. Zunächst wurden die Schichten zu einem Gürtel langgestreckter, NW—SO streichender Falten zusammengeschoben, wodurch eine ziemlich gleichmäßige, im großen und ganzen wellenförmige Lagerung entstand, die im folgenden als Großfaltung bezeichnet werden soll. Bei der Bildung dieses großen Faltenwurfes entstanden weiterhin Verwerfungen mit kleinerer Sprunghöhe. Eine dritte Störung äußerte sich in der Weise, daß ein großer Teil der vorhandenen Sättel nochmals in sich gefaltet, zum Teil nach Süden überkippt oder völlig abradiert wurde. Diese Spezialfaltung der Sattelköpfe soll in den nachstehenden Ausführungen die Bezeichnung Kleinfaltung erhalten [1]).

Um zu einer klaren Darstellung der Lagerungsverhältnisse unseres Gebietes zu gelangen, soll auch im folgenden diese Trennung zwischen der Kleinfaltung und der Großfaltung beibehalten werden. Relativ am leichtesten klarzulegen sind dabei die Verhältnisse der genetisch jüngeren Kleinfaltung; sie ist der Großfaltung erst nachträglich aufgelagert worden. Es empfiehlt sich darum, die Darstellung jener der Behandlung der Großfaltung vorauszuschicken.

### Kleinfaltung.

Die Kleinfaltung besitzt nur lokale Bedeutung und ist hinsichtlich ihres Ausmaßes auf kurze Entfernungen großen Schwankungen unterworfen, so daß ihr jedwede Regelmäßig-

1) K. Keilhack, Die Staumoräne bei Guben; Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1920, I, S. 88 bis 120.

keit fehlt und sie die mannigfachsten Bilder liefert. Neben Einpressungen von diluvialem Material finden wir Verwerfungen mit kleinerer Sprunghöhe, von denen die Schichten förmlich scharenweise durchsetzt sein können. Überschiebungen, Verknetung mit anderen Schichten, ausgewalzte Zungen und Schmitzen machen das Bild noch verwickelter. Profile, wo der Sattelkopf eine nach Süden überkippte Falte darstellt, sind ebenso häufig wie Sättel, die noch mehrmals in sich gefaltet sind und dadurch oft eine recht bedeutende Kohlenmächtigkeit erreichen. An Hand der petrographisch verschiedenartigen Letten- und Formsandmittel, die eine genaue Konstruktion der Profile erst ermöglichten, ließ sich oft eine gleichzeitige mehrfache Fältelung der Sattelköpfe nachweisen (Abb. 7).

### Ursachen der Kleinfaltung.

Fragen wir nach den Ursachen, die zur Entstehung der Kleinfaltung geführt haben, so sehen wir, daß die Lagerungsstörungen der Tertiärsattelköpfe immer auch die dem Tertiär fast konkordant angelagerten Grundmoränen älterer Eiszeiten mit betroffen haben. Diskordant darüber liegen aber Bildungen, die zweifellos ausschließlich der jüngsten Eistransgression angehören. Somit können wir also die Zeit ihrer Entstehung genauer bestimmen. Sie ist jünger als die jüngsten noch mitgefalteten Diluvialschichten und älter als das diskordant transgredierende Jungdiluvium. Die Störungen müssen also in die Zeit zwischen der Ablagerung des konkordanten Geschiebemergels und der Transgression der letzten Vereisung fallen. Die enge Beziehung, in der die Fältelung der Sattelköpfe zum transgredierenden Jungdiluvium steht und die im folgenden genauer auseinandergesetzt wird, zeigt aber ganz eindeutig, daß ihre Entstehung mit der Eistransgression in einem direkten Zusammenhang stehen muß. Nur die Sattelköpfe sind gefaltet, in den Schenkeln nimmt mit zunehmender Tiefe die Intensität der Störungen ab. Vor allem aber weist die häufig auftretende Überkippung der Sattelköpfe und ihrer Kleinfaltung nach Süden und überhaupt die unsymmetrische Ausbildung der Sattelköpfe darauf hin, daß die Ursache der Kleinfaltung nur in den Stauchwirkungen des transgredierenden Eises zu suchen ist.

Abrasionswirkungen mußten sich besonders an den Sattelköpfen der Großfalten bemerkbar machen, die von dem vorrückenden Eisrand gefaßt und weit mit fortgeschoben wurden, so daß es vielfach zur Bildung von Luftsätteln und Lokalmoränen kam. Die Abscherungsfläche erscheint dabei allenthalben wie mit einem Messer geschnitten. Wahrscheinlich waren die tonig-sandigen Schichten gefroren, so daß das transgredierende Eis den Sattelkopf an einer scharfen Abrasionsfläche abhobelte.

Ferner wurden durch die horizontal gerichtete Bewegungskraft des Eises die Schichten an einzelnen Stellen ausgewalzt, ausgefetzt und in die Grundmoräne mit aufgenommen. Bisweilen wurden auch größere Schollen in gefrorenem Zustande vom Sattelkopf getrennt und fortgeschoben, so daß sie jetzt völlig isoliert von ihrem ursprünglichen Lagerungsverband im Diluvium schwimmend anzutreffen sind. Die Ausmaße dieser oft weithin transportierten Schollen sind recht verschieden. Sie schwanken von kleinen faustgroßen, in die Grundmoräne eingebetteten Bruchstücken bis zu mehrere hundert Kubikmeter großen Schichtpaketen. Weiterhin sind die durch das vorrückende Eis verursachten Störungen durch zahlreiche nach Süden überkippte Falten und Überschiebungen charakterisiert.

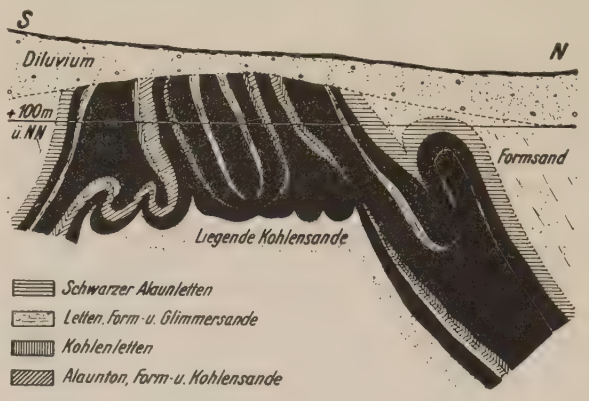



Abb. 7. Profil eines Tertiärsattels südlich des Dorfes Starpel. (Maßstab 1 : 2000).

### Großfaltung.

Nach den bisher gesammelten Beobachtungen zu schließen, scheint die Lagerung in den großen Falten gegenüber der Kleinfaltung verhältnismäßig regelmäßig zu sein. Am besten kommt sie in den Profilen Abb. 8 u. 10 zum Ausdruck, die querschlägig durch zwei Flözzüge gelegt sind; mehrere Tiefbohrungen haben hier den Nachweis erbracht, daß auch in den Mulden Kohlen anstehen.

Wie wir gesehen haben, ist das Tertiär wahrscheinlich im ganzen Revier braunkohleführend vorhanden. Die einzelnen Kohlesättel oder „Streichen", wie sie die dortigen Bergleute auch nennen, sind dabei jedoch nicht auf längere Erstreckung hin in die Nähe der Tagesoberfläche gerückt, sondern halten nur auf kürzere Erstreckung hin aus und senken sich dann wieder in die Tiefe herab. Im allgemeinen herrscht eine WNW—OSO gerichtete Streichrichtung der Kohlenauffaltung vor, die im einzelnen jedoch kleineren Schwankungen unterliegt. Bei der Ausbildung der Kohlensättel reiht sich nämlich oft ein Lobus an den anderen, wobei die offene Seite des Bogens immer nach N bzw. NO zeigt. Die Radien der

einzelnen Loben sind dabei recht verschieden, so daß an eine fast schnurgerade Sattellinie von größerer Länge sich ein kurzer Lobus von geringerer Bogenlänge anschließen kann.

Unterbrochen werden die Streichen auf ihrem Zuge von NW nach SO von größeren und kleineren Talrinnen, in denen die Sattelköpfe weggewaschen und die Kohlenmulden wegen der zu erwartenden starken Wasserführung nirgends aufgeschlossen sind. In Geschiebemergel- und Sandhochflächen tauchen die Streichen unter; wegen der allzu mächtigen diluvialen Decke sind sie auch hier selten erbohrt worden (vgl. Abb. 2).

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß fast alle Sättel steile, teilweise auch überkippte Südflügel und flache Nordflügel haben, wobei die Kohle des Südflügels meist kleinkörniger und zerriebener als die des Gegenflügels ist. Der Winkel, unter dem die Sattelschenkel nach der Tiefe einfallen, schwankt sehr erheblich, er bewegt sich meistens in den Grenzen von 50 — 80 °. Der Abstand von einer Sattelachse zur anderen schwankt in dem näher aufgeschlossenen Gebiet in den Grenzen von 200

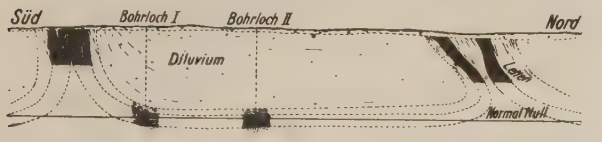



Abb. 8. Profil einer Tertiärmulde südwestlich des Dorfes Schönow. (Maßstab 1 : 12000).

bis 450 m und beträgt gewöhnlich 300 m. Die Mulden reichen ziemlich tief hinunter, zum Teil bis etwa 50 m u. NN. — Über die Ausbildung und die Mächtigkeit der Sättel läßt sich im allgemeinen etwa folgendes sagen: Sind die Sattelschenkel und der Kopf in größerer Mächtigkeit vorhanden, so ist die hangende Partie des Tertiärs in den Mulden gewöhnlich schwach vertreten, während umgekehrt bei stark ausgewalzten Schenkeln die Kohle und damit auch die übrigen Schichten des Tertiärs in den Mulden steckengeblieben zu sein scheinen. Wie die Lagerung des Tertiärs in den Mulden gestaltet ist, läßt sich bis jetzt noch nicht ganz eindeutig entscheiden, da die hierzu erforderlichen Bohrungen und Grubenaufschlüsse nicht in genügendem Maße vorhanden sind. Die beigegebenen Profile, insbesondere Abb. 8 u. 10, berechtigen jedoch zu dem Schluß, daß das Tertiär nach der Tiefe zu entweder in die söhlige Lagerung übergeht oder zum mindesten ein starkes Abklingen der Faltungsintensität erkennen läßt.

Erwähnt seien in diesem Zusammenhang noch einige Erscheinungen, die zur teilweisen Zerstörung und Umlagerung der Kohlenflöze geführt haben. Des öfteren können kesselartige Vertiefungen beobachtet werden, die sich schon durch das in ihnen enthaltene Material — diluvialen Ursprungs und vorwiegend aus abgerundeten groben Blöcken bestehend — bemerkbar machen und teilweise eine sehr bedeutende Tiefe und Breite besitzen. Danach scheint es sich hier um Strudellöcher nach Art der Gletschertöpfe zu handeln, die auch anderwärts vorhanden sein mögen, hier in dem petrographisch abweichenden Tertiärmaterial aber besonders auffallen. Das in Abb. 9 dargestellte Strudelloch befindet sich unmittelbar auf einem Tertiärsattel, ein Hinweis

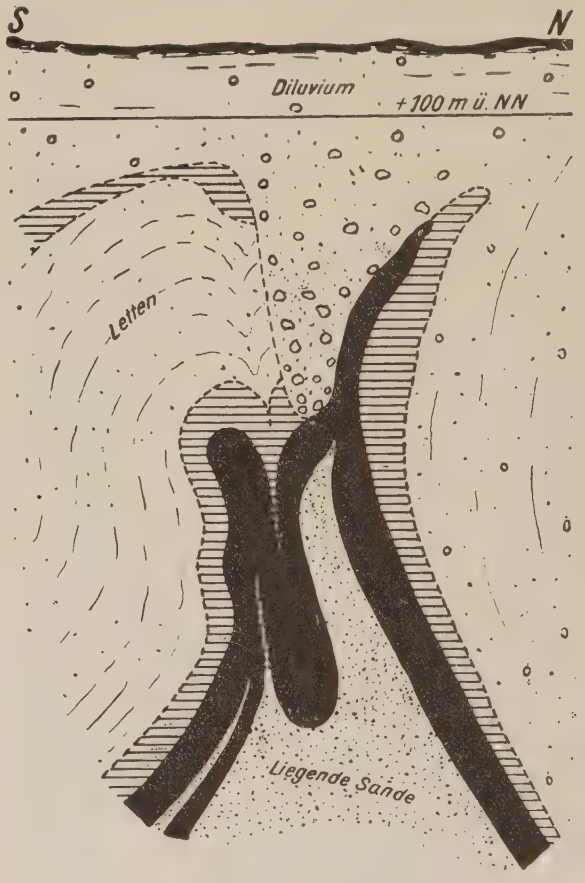



Abb. 9. Strudelloch auf einem Tertiärsattel. (Maßstab 1 : 1000).

dafür, daß die Sattelbildung der des Strudelloches voraufgegangen sein muß.

Weitere Zerstörungserscheinungen sind durch Flözbrände verursacht, die infolge Austrocknens und Selbstentzündung der Kohle entstanden sein mögen, teilweise allerdings auch durch Blitzschlag zur Zeit der Bildung der Kohle verursacht sein können. Die hierbei gebildete Holzkohle tritt in zwei verschiedenen Lagerungsformen auf. Zunächst findet sie sich im Hauptflöz zwar nicht regelmäßig, aber doch recht häufig etwa 1,5—2 m vom Liegenden entfernt als dünne Schicht in einer Stärke von 2 bis 5 cm und dient in dieser Eigenschaft den Bergleuten als Leitschicht (sogenannte Brandlage). Ferner ist sie auch in einzelnen unregelmäßig verteilten Brocken nachzuweisen.

## Lagerungsverhältnisse des Braunkohle führenden Tertiärs in den durch Bergbau aufgeschlossenen Gebieten.

Bevor auf die Entstehung der Großfaltung eingegangen wird, seien zum besseren Verständnis die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in den durch den Bergbau näher aufgeschlossenen Gebieten beschrieben. Nordwestlich von Drossen beginnend, streichen die Kohlensättel, die durch schon etwa 100 Jahre lang betriebenen Bergbau bekannt sind, mit einem NW—SO gerichteten Generalstreichen quer durch das ganze hier näher behandelte Gebiet (vgl. Abb. 2).

Größere Bedeutung gewinnen sie östlich von Drossen, wo durch den Bergbau drei Flöze aufgeschlossen sind, von denen die beiden oberen mit einer Mächtigkeit von etwa je 3,5 m der Formsandpartie und das dritte etwa 2,5 — 3 m mächtige der Kohlensandpartie angehören. Die Zahl der bis jetzt bekannten Flözzüge beträgt neun, ihr Zusammenhang in den Mulden ist jedoch durch Bergbau oder Bohrungen bisher nicht immer nachgewiesen worden. Das Streichen verläuft unter sich einheitlich von NNW nach OSO. Das Einfallen schwankt zwischen 3 ° und 90 °; die größte bekannte streichende Länge der Flözzüge beträgt etwa 2250 m.

Die Vorkommen von Langenfeld-Zielenzig schließen sich denen von Drossen in westlicher Richtung unmittelbar an. Die Zahl der Flözzüge beträgt sechs, ihr Einfallen und ihre Mächtigkeit schwanken auch hier außerordentlich. Bemerkenswert ist der niedrige Grundwasserstand der Gegend. Beispielsweise hat ein etwa 1500 m langer Querschlag in etwa 40 m Teufe, der zum größeren Teil im Diluvium steht und vier Kohlensättel durchörtert, keinerlei Wasserzufluß. Das Gebiet liegt nämlich verhältnismäßig sehr hoch, etwa bei 140 m ü. NN und ist durch tief einschneidende Täler und Schluchten weitgehend entwässert. — Unterbrochen werden die Streichen auf ihrem Zuge nach Osten durch das Tal der Postum, die, von Süden kommend, hier eine tiefe Erosionsrinne geschaffen hat. Östlich Zielenzig ging gegen Ende des vorigen Jahrhunderts auf einigen kleinen, jetzt auflässigen Gruben Bergbau um, jedoch war über die Lagerungsverhältnisse und die Ausdehnung der Flöze nichts Näheres in Erfahrung zu bringen.

Durch eine weitere Nord-Süd verlaufende Rinne getrennt, schließen sich die Vorkommen von Schermeisel an. Es sind hier zwei Flöze abgelagert, ihre Streichrichtung verläuft von NW nach SO. Die Mächtigkeit des hangenden Flözes beträgt etwa 8—12 m, die des liegenden 4 m [1]). Südlich Schermeisel liegt ein Sattel, der durch eine Mulde in zwei Spezialsättel zerlegt ist, eine Erscheinung, die wir weiter östlich zwischen Schönow und Liebenau häufiger wiederkehren sehen.

Über ein durch Verkehrswege und deswegen wohl auch bergmännisch verhältnismäßig wenig aufgeschlossenes Gebiet, den Buchwald, hinwegführend, sind die Kohlensättel wieder nördlich und nordöstlich von Lagow bekannt. Das Hauptflöz schwillt hier mitunter bis zu einer Mächtigkeit von 18—20 m an und wird nur von einem geringmächtigen zweiten Flöz unterlagert. Der Abstand der bis jetzt nachgewiesenen Streichen ist recht regelmäßig und beträgt 300 — 400 m. Unmittelbare Verbindung mit ihnen haben die Kohlensättel um das Dorf Schönow, die ebenfalls bedeutende Kohlenmächtigkeit aufweisen und verhältnismäßig wenig gestört sind. Es macht sich hier schon eine mehrmalige Faltung der Sattelköpfe bemerkbar, die sich noch ausgeprägter an den Streichen südwestlich von Starpel wiederfindet, wo die Sattelköpfe in mehrere steilstehende Isoklinalfalten gelegt sind (vgl. Abb. 7).

„Weiter südöstlich ist" nach Brinkmann[2]) „die Braunkohlenformation östlich und südöstlich Liebenau durch zahlreiche .... Gruben erschlossen worden. Die gestörten Lagerungsverhältnisse .... weichen nicht von den bisher beschriebenen Störungen ab .... Auch bei Leimnitz und Rietschütz sind die Braunkohlen in Sätteln gelagert, die im allgemeinen hier mehr westöstliches Streichen verfolgen." Bei Muschten schwenkt das Streichen der Flözzüge weiter nach Nordosten um. Durch das breite Tal der Faulen Obra getrennt, finden wir in den Höhen von Dürrlettel und Bauchwitz die Auffaltungen wieder, die allerdings bisher nur durch Bohrungen bekannt geworden sind. In den hangenden Tertiärschichten ist hier bereits der Posener Flammenton anzutreffen, der seine westliche Begrenzung etwa an der Linie Betsche—Züllichau—Grünberg findet.

Außerhalb dieser sich zu einem 8 km breiten und 80 km langen Gürtel zusammenschließenden Flözzüge sind in dem uns näher interessierenden Gebiete noch weitere Vorkommen von Braunkohle, die im Abbau stehen bzw. gestanden haben, bekannt. Das wichtigste von ihnen liegt nördlich des Tales, in dem heute die Packlitz fließt. Durch den Bergbau ist es in der Umgebung von Nipter und Kainscht südlich Meseritz aufgeschlossen. Die Lagerungsformen sind hier im Vergleich zu den bisher besprochenen wesentlich ruhiger.

---

1) W. Brinkmann, Die Braunkohlenformation im Nordosten der südlichen Neumark mit besonderer Berücksichtigung der in ihr auftretenden Störungen. „Braunkohle" 1907, Heft 7 u. 8.

2) A. a. O.

Die Sättel haben flachwellige Form und sind selten steiler aufgepreßt. Es scheint hier nur ein Flöz von etwa 10 m Mächtigkeit vorhanden zu sein; nur selten wird es von einem geringmächtigen liegenden Flöz unterlagert (Abb. 10).

Südlich und südöstlich von Schwiebus ist bisher nur durch Brunnenbohrungen und systematische Untersuchungsbohrungen festgestellt worden, daß das Tertiär wohl nicht immer, aber doch größtenteils Braunkohle führend vorhanden ist. Bergwerksverleihungen der letzten Jahre beweisen, daß in dem ganzen in Frage kommenden Gebiet Kohlenlager, wenn auch in größerer Teufe, anstehen.

### Ursachen der Großfaltung.

Bevor wir näher auf die Frage eingehen, welche Kräfte an der Entstehung der Großfaltung in unserem Gebiete maßgebend beteiligt gewesen sind, erscheint es zweckmäßig, die Voraussetzungen zu erörtern, unter denen das Zustandekommen eines solchen Faltenbildes möglich ist. Wir sahen bei der Besprechung des

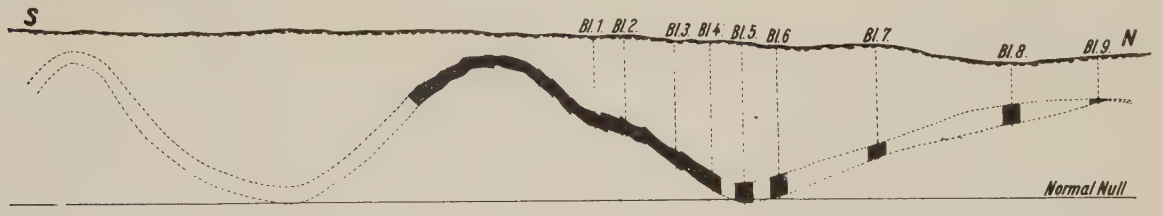



Abb. 10. Querprofil durch eine Mulde südlich Meseritz. (Maßstab 1 : 4000.)

Tertiärs, daß dieses in seinem liegenden Teil fast nur aus fein- bis grobkörnigen Quarzsanden aufgebaut ist, während die hangende Partie sich im wesentlichen aus Letten, einigen Formsandlinsen und Kohlenflözen zusammensetzt. Das Diluvium stellt in den Faltengebieten zum größten Teil eine Serie von Geschiebemergelbänken, Sanden, Kiesen und gröberen Blockzonen dar, unter denen die sandigen Bestandteile vorherrschen, während die Tone und Mergel verhältnismäßig zurücktreten.

Wir haben es also mit einer Folge von petrographisch recht verschiedenartigen Schichten zu tun, denen auf Grund ihrer wechselnden Zusammensetzung auch eine verschiedene Plastizität zukommt. Im Sinne H. Stilles[1]) dürfen wir daher auch hier von „mobilen“ und „stabilen“ Zonen sprechen, wobei sich die mobilen „nachgiebig gegen den orogenetischen Druck“ und die stabilen „widersetzlich gegen den orogenetischen Druck“ verhalten. Stille hat diese Begriffe in einer zusammenfassenden Abhandlung über die drei Haupttypen der saxonischen Faltung des Näheren auseinandergesetzt. Die von ihm gegebenen Profile entsprechen zum größten Teil unseren Faltenbildern.

Unter „injektiver Faltung“ versteht Stille „eine Faltung unter gesteigertem Vortrieb einzelner Faltenelemente“ (Abb. 11). Erfolgt der Vortrieb ins Liegende, so bezeichnet er die Faltung als „dejektiv (abwärtig injektiv)“, ist sie ins Hangende gerichtet, nennt er sie „ejektiv (aufwärtig injektiv)“. Besonders dieser Faltentyp, der in den nordhannoverschen Salzhorsten vertreten ist, entspricht unseren Verhältnissen weitgehend, wo auch ausgedehnte Bezirke flach gelagerter Schichten („Breitmulden“) mit schmalen Zonen stark gestörter Schichten („Horstzonen“) abwechseln. Neben der ejektiven und dejektiven Faltungsform unterscheidet Stille noch einen dritten Typus, die „kongruente Faltung“, bei der, lokale Abweichungen ausgenommen, die Sattel- und Muldenformen gleichmäßig ausgebildet sind. Zum Unterschied von diesem kongruenten Faltentyp bezeichnet er den ejektiv und dejektiv gerichteten Typus als „disharmonisch“.

Der mobile Horizont der saxonischen Faltung liegt in den permischen Salzlagern, die durch die wechselnde Teufenlage und den einsetzenden orogenetischen Druck mobilisiert worden sind. In unserem Falle ist der mobile Horizont jedoch nicht im Liegenden, sondern in der Mitte der aufgerichteten Schichten zu suchen. Die liegende Partie des Tertiärs besteht, wie oben ausgeführt, vorwiegend aus Kohlensanden, während die hangende Gruppe aus Letten und Kohlenflözen aufgebaut ist. Das Diluvium wiederum muß als relativ starr angesprochen werden, je nach dem Grade des Vorwiegens sandiger Bildungen.

Ob die liegenden Kohlensande in größerer Teufe noch von dem oligozänen Rupelton unterlagert werden, dem natürlich mobilisierende Eigenschaften in weitestem Maße zukommen würden, kann nicht entschieden werden, da bisher keine Bohrung das Miozän durchstoßen hat. O. von Linstow[1]) zieht jedenfalls die Grenze des mitteloligozänen Meeres etwa am Westrande unseres Gebietes in nordsüdlicher Richtung hindurch.

---

1) H. Stille, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. „Geol. Rundschau“ 1917, S. 90—142.

1) O. von Linstow, Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. „Abh. d. Preuß. Geol. Landes-Anst.“, Heft 87, S. 62.

Die mobile Zone würde also im wesentlichen die hangende Partie des Tertiärs darstellen, während die liegenden tertiären Sande und auch das Diluvium als ± stabil anzusprechen wären. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, daß die letztgenannten Schichten keinerlei Plastizität besitzen, sie also als absolut stabil anzusehen sind, sondern mit diesen Bezeichnungen soll nur die relative Deformierbarkeit zum Ausdruck gebracht werden. In der Tat hat, wie vielfache Beobachtung bestätigt, die Liegendpartie eine weniger starke Faltung erlitten, während die Intensität der Störungen nach oben zunimmt.

Die Bezeichnungen „mobil" und „stabil" sollen also auch für unsere Verhältnisse nur ein Maßstab dafür sein, „in welchem Grade überhaupt der Widerstand gegen die Einengung vorhanden ist. Die Plastizität, d. h. . . . die reziproke innere Reibung, spielt zwar insofern eine ganz besondere Rolle, als sie die bei der Einengung eintretenden Verbiegungen in hohem Maße erleichtert, und deshalb sind die Faktoren, die die Plastizität erhöhen, zugleich auch mobilisierende". Durch Unterschiede in der Mobilität muß sich demnach auch in übereinander liegenden Zonen die Faltung verschieden bemerkbar machen, wobei „stark mobile Materialien dann unter Umständen beim Einsetzen des Faltungsdruckes auch stark injektiv" werden können. Wodurch der faltende Druck in unserem Falle hervorgerufen ist, ob durch den seitlichen Druck des vorstoßenden Inlandeises oder durch tektonische Bewegungen, spielt für die hier angestellten Überlegungen keine entscheidende Rolle.

Der Faktor „Position", unter dem Stille die „Erreichbarkeit der mobilen Schichten für den orogenetischen seitlichen Druck" versteht, dürfte für unsere Verhältnisse weniger bedeutsam sein, da wir nicht mit dem „Basalschutze" einer starreren Unterlage zu rechnen haben; die liegenden tertiären Sande können in diesem Sinne kaum gewirkt haben.

Vergegenwärtigen wir uns nun die Entstehung unseres Faltenbildes. Der einsetzende orogenetische Druck wird bezüglich der Angreifbarkeit der Zonen „selektiv" verfahren, wobei die Vermittler der Auffaltung die mobilen Horizonte darstellen, also die hangende Partie des Tertiärs. Die Verbiegung wird demnach besonders in diese Schichten verlegt werden, die an Verbiegungsarbeit gegenüber den stabileren Zonen sparen; die letzteren machen die Bewegungen der ersteren nur soweit erforderlich mit. Die beigegebenen Profile entsprechen dieser Ansicht über das Zustandekommen der Falten in weitestem Maße, daß also die Auswahl sich auf die „größere oder geringere innere Stärke (substantielle Verhältnisse)" gründet und eine „substantielle Selektion (Auswahl nach Mobilität)" erfolgt. Vor allem die hoch plastischen Lettenschichten, die sich den neuen Raumverhältnissen am besten anpassen konnten, haben an der Aufwärtsbewegung weitgehend teilgenommen und eine intensive Faltung und Fältelung erfahren. Die hangenden Glazialschichten dagegen, denen eine solch hochgradige Mobilität nicht zukommt, haben die Auffaltung nur passiv mitgemacht und gehen in einiger Entfernung von den Sätteln bald in die ursprüngliche horizontale Lagerung über. Besonders gut läßt sich dieser Unterschied im Grade der Faltung dort beobachten, wo ein sandiger Geschiebemergel den Kohlenflözen direkt auflagert. Diese zeigen eine intensive Faltung und Stauchung, die an den Klüften der bankigen Kohle und den eingelagerten Lignitstücken zu erkennen ist, während der hangende Geschiebemergel in keiner Weise von dieser Fältelung betroffen ist. — Die kongruente Faltung wird vorwiegend dort entstehen, wo graduelle Unterschiede in der Mobilität der übereinanderlagernden Schichten mehr zurücktreten und es zu einer gleichmäßigen Entwicklung der Sättel und Mulden kommen konnte.

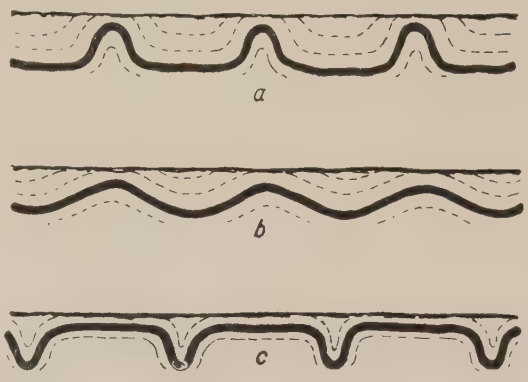



Abb. 11. Die drei Haupttypen saxonischer Tektonik unter Vernachlässigung der Verwerfungen (nach H. Stille).
*a* = Ejektive Faltung (Stülpsättel und Breitmulden),
*b* = Kongruente Faltung (normale Sättel u. Mulden),
*c* = Dejektive Faltung (Breitsättel und Stülpmulden).

Zusammenfassend ergibt sich also folgendes: Die ejektive Faltung wird vorwiegend dort zustande kommen, „wo die Gesteinsmassen in verschiedenen Erdsohlen auf den orogenetischen Druck ungleich stark reagieren, die kongruente dort, wo die Schichtensysteme der Einengung einigermaßen gleich zugänglich sind".

Zwei Faktoren sind es nun im wesentlichen, die für die Entstehung der Großfaltung in unserem Falle in Frage kommen:

1. Gebirgsbildende (innertektonische) Vorgänge,

2. die mehrmalige Inlandvereisung Norddeutschlands.

Für beide Ursachen sprechen je eine Anzahl von Argumenten, die eine mehr oder minder große Wahrscheinlichkeit für sich haben, die aber für sich allein zu keiner eindeutigen Er-

klärung der Auffaltung führen können. Von großem Nachteil für eine klare Lösung dieser Frage ist es besonders, daß uns jegliche Kenntnis von der Lagerung des prätertiären Untergrundes fehlt, da die tiefsten bisher erschlossenen Horizonte wahrscheinlich dem Untermiozän angehören. Zusammenfassend wird es aber möglich sein, zu einem Ergebnis zu gelangen, das unter Abwägung aller Einzeltatsachen den Verhältnissen im großen und ganzen gerecht wird.

Was zunächst die Altersstellung der Großfalten anbetrifft, so ergibt sich aus den früher angestellten Überlegungen folgendes: Die Tertiärköpfe sind in Form der Salzhorste steil aus der Tiefe emporgepreßt. Die Ablagerungen älterer Grundmoränen sind von der Faltung mit betroffen, nur das jüngste Glazial ist von ihr verschont worden. Dieses bildet, wie wir oben gesehen haben, an vielen Stellen eine deutlich selbständige Grundmoräne, die wir mit größter Wahrscheinlichkeit der letzten Eistransgression, die unser Gebiet erreicht hat,

Abb. 12. Schematisches Nord-Süd-Profil durch die Rücken von Landsberg, Schwiebus und Grünberg mit Darstellung der Lagerung des Tertiärs.

zusprechen dürfen. Die Großfaltung muß demnach, zeitlich gesprochen, in der letzten Interglazialzeit erfolgt sein, wenn sie rein tektonische Ursachen hat, oder mit der letzten Vereisung zusammenfallen, wenn sich herausstellt, daß sie mit dieser in genetischer Beziehung steht.

Wenden wir uns zunächst der Möglichkeit zu, daß die Auffaltung tektonisch bedingt sei. Wir wissen, daß die im jüngeren Tertiär einsetzenden Krustenbewegungen durch das ganze Diluvium fortdauerten und in abgeschwächtem Maße wahrscheinlich auch jetzt noch anhalten. In Norddeutschland sind eine große Anzahl von Störungen jungdiluvialen Alters, die in ihrer Anlage wahrscheinlich tektonisch bedingt sind, nachgewiesen. Aus der Fülle der bekannten Tatsachen sei hier nur erinnert an die von O. Jaekel, K. Keilhack u. a. an der Ostküste der Insel Rügen nachgewiesenen Brüche, ferner an die Verwerfungen, welche die Braunkohlenlager des Niederrheins betroffen haben. Die Störungen dieser Art sind aber wesentlich von den unsrigen verschieden. Es handelt sich bei uns nicht um ein System von Brüchen, sondern um einen Faltenzug, wie solche in ähnlicher Ausbildung auch in den anderen, in der Einleitung genannten Teilen des norddeutschen Flachlandes auftreten.

Unser Faltensystem liegt nun in einem Gebiet, das jedenfalls, nach den bisherigen Forschungen zu schließen, in jüngster Zeit tektonisch keinerlei Störung erfahren hat. Die Falten schließen sich zu einem etwa 8 km breiten und 80 km langen Gürtel zusammen, der mit einem Generalstreichen etwa von WNW nach OSO verläuft. Eine solche Kleintektonik, beschränkt auf eine verhältnismäßig schmale Zone und ausgebildet in Form kleiner Sättel und Mulden, ist aber bisher nirgends beobachtet worden. Wir müßten vielmehr für die Entstehung der Großfalten einen von NO nach SW wirkenden tektonischen Tangentialdruck annehmen, der je nach seiner Stärke die Sättel teils mehr, teils weniger aufrichtete. Das tiefe Hinabtauchen der Falten bis über 130 m unter die Oberfläche machen diese Ausnahme zunächst wahrscheinlich. Sollten auch die Schichten im Liegenden des Miozäns mitgefaltet sein und sich im tieferen Untergrund ein Abscherungshorizont für die gefalteten darüberlagernden Schichten nachweisen lassen, wäre die tektonische Entstehung der Falten damit einwandfrei erwiesen. Es wäre auch die Möglichkeit zu erwägen, ob nicht ein starrer Untergrund in der Tiefe vorhanden ist, der von Verwerfungen durchzogen ist. Mit diesen könnten dann die Falten in den hangenden Schichten in genetischen Zusammenhang gebracht werden. Doch fehlen uns, wie gesagt, dazu Tiefbohrungen, die mit Sicherheit Antwort auf diese Fragen geben können. Andererseits dürfte es aber schwer zu erklären sein, warum die Großfalten nur in einem schmalen Gürtel auftreten, während in den angrenzenden breiten Gebieten eine mehr oder weniger flache Lagerung der Schichten zu beobachten ist. Wenn man nämlich einen von N wirkenden tektonischen Tangentialdruck annimmt, so müßte sich dieser nicht nur in den verhältnismäßig schmalen Zonen äußern, sondern überall größere oder kleinere Auffaltungen verursacht haben. Außerdem — und das dürfte entscheidend sein — lassen sämtliche Profile ein deutliches Ausklingen der Faltungsintensität nach der Tiefe zu erkennen.

Weiterhin wäre es möglich, daß diese tangential wirkenden Spannungen sich nur im Bereich begrenzter, in diluvialer Zeit abgesenkter Schollen herausgebildet haben (Abb. 12). Die weichen Oberflächenschichten mußten sich dann infolge des seitlichen Druckes, der sich als Folge der eintretenden Oberflächenverkürzung einstellte, in Falten legen. Gesetzt den Fall, daß abgesenkte Schollen tatsächlich vorhanden wären, so müßten sich die Falten im Bereich der abgesenkten Schollen finden. Nach dem geologischen Bau des Gebietes hätten nun die Oderniederung und das Gebiet des Warthetales als Senkungszonen zu gelten. Die zwischen ihnen liegende Hochfläche mit ihren Höhen-

zügen aber müßte als „Horst" aufgefaßt werden. Da die Falten nun aber nicht in den Senkungszonen, sondern gerade in dem „Horst" auftreten, erscheint auch diese Möglichkeit, die Auffaltung der Schichten zu erklären, hinfällig.

Gegen die Ansicht, die Faltung sei tektonisch bedingt, spricht ganz allgemein die wechselnde Streichrichtung der unter sich annähernd parallelen Falten, die bald geradlinig, bald in geschwungener Form verlaufen. Auch das Generalstreichen verläuft in einem flachen Bogen, dessen konvexe Seite nach Süden gerichtet ist. Ein rein tektonischer Tangentialdruck, mag er lokal begrenzt sein oder nicht, kann solch ein Faltenbild kaum zustande bringen.

Aufsteigende Salzhorste, wie wir sie weiter im Westen Norddeutschlands kennen, kommen für die Entstehung der Falten gleichfalls nicht in Betracht. Einerseits heben sich Salzstöcke im allgemeinen topographisch gegen die angrenzenden Gebiete deutlich ab oder machen sich zumindestens durch Solquellen und ähnliche Erscheinungen bemerkbar, andererseits spricht die außerordentliche flächenhafte Verbreitung der Auffaltungen gegen diese Auffassung.

Zusammenfassend müssen wir also feststellen, daß die Entstehung der Großfalten unseres Gebietes kaum als Wirkung tektonischer Kräfte aufgefaßt werden kann. Nur wenn die bisher nicht bekannten tieferen Horizonte auch an der Faltung teilnehmen sollten und diese nach unten noch an Stärke zunehmen sollte — innerhalb des Tertiärs nimmt sie aber nach unten ab —, könnte die tektonische Ursache der Großfaltung als gesichert angesehen werden.

Es ist daher sehr naheliegend, als zweite Möglichkeit die mehrmalige Vereisung Norddeutschlands als Ursache der Schichtenstörungen anzusehen, zumal die Moränenlandschaft, welche die Faltenzone überdeckt, unmittelbar auf diese Kraft hinweist. Wenn wir von den Ursachen der früher behandelten Störungen (Kleinfaltung, Abrasion der Sattelköpfe usw.), die wir bereits als unmittelbare Wirkung der letzten Eistransgression erkannt haben, absehen wollen, so kommen für die Entstehung der Großfaltung durch das Inlandeis zwei Faktoren näher in Betracht:

1. Die Aufpressung von längere Zeit stillstehendem Inlandeis durch den einseitig lastenden Druck des Eises;

2. der Schub des vorrückenden Inlandeises.

In einem Gebiet, dessen Untergrund wie der unsere aus plastischen, mobilen Schichten besteht, mag der Fall 1 durchaus zutreffen. Können wir doch sowohl an diluvialen Tonen und Mergeln als auch an den Tertiärschichten diese Beobachtung recht oft machen. Die mobilen Schichten würden dann die Vermittler der Auffaltung darstellen, während die stabilen Zonen an dem Auffaltungsvorgang passiv teilnehmen. Nach der Tiefe zu müßten die Falten ausklingen und die Schichten wieder in die horizontale Lagerung übergehen. Diese Möglichkeit, die Entstehung der Auffaltung mit Hilfe der Aufwölbung eines Wulstes am Rande eines ± stationären Inlandeises zu erklären, hätte also verschiedenes für sich, da das Faltenbild die mit dieser Auffassung verbundenen Voraussetzungen erfüllt. Andererseits ist aber zu bedenken, daß das Eis im Norden in seinen Zentralgebieten wohl eine große Mächtigkeit besessen haben mag, daß diese jedoch nach dem Süden hin abnehmen mußte. Ob daher das Eis, das in seinen randlichen Teilen eine Stärke von mehreren hundert Meter kaum erreicht haben wird, nur durch seinen lastenden Druck allein zur Bildung solch tief hinabgreifender Falten fähig war, dürfte mit Recht bezweifelt werden. Ferner war bei den älteren Eistransgressionen bereits die Möglichkeit der Aufpressung gegeben, und zwar um so mehr, als der mobile Tertiärhorizont damals noch nicht durch eine bis über 100 m mächtige Decke von Diluvium vor der aufpressenden Wirkung der vorrückenden Eismasse geschützt war, sondern vollkommen frei an der Oberfläche lag.

Betrachten wir nun die zweite Möglichkeit, die Ursache der Großfaltung lediglich auf den Tangentialschub des vorrückenden Inlandeises, das über präexistierende Landrücken hinwegschreitet, zurückzuführen, so wissen wir, daß die von dieser Kraft ausgehenden Schichtenstörungen in ihrer Wirkung und ihrem Ausmaß weit größer als die durch Aufwölbung eines Randwulstes bedingten sein können. Vergleicht man die von rezenten Gletschern ausgeübten Stauwirkungen, wie sie in neuerer Zeit auf Spitzbergen [1]) nachgewiesen sind, so erscheint es durchaus möglich, daß die Gletscher der Inlandvereisung Norddeutschlands, welche natürlich eine ungleich größere Mächtigkeit besaßen, solch eine Auffaltung der Schichten zustande bringen konnten, mit der wir es hier zu tun haben.

Die horizontal wirkende Schubkraft des Inlandeises wird sich besonders dort bemerkbar gemacht haben, wo es an seinem Rande Widerstände vorfand und sich aus niederen Senken heraus auf ansteigender Fläche bewegen und dabei eine mächtige Schubkraft entwickeln mußte. Daß sich in unserem Gebiet solche Senken und Erhebungen, die im großen und ganzen mit den heutigen O—W streichenden Stromtälern und Landrücken zusammenfallen, vor der letzten Inlandvereisung des Gebietes herausgebildet hatten, soll im nächsten Kapitel

1) K. Gripp und E. Todtmann, Die Endmoräne des Greenbay-Gletschers auf Spitzbergen; „Mitt. d. Geogr. Ges.", Bd. XXXVII, S. 45—75.

nachgewiesen werden. Hätten die älteren Eistransgressionen bereits solche größeren Rücken vorgefunden, so wären die Bedingungen für die Auffaltung schon früher gegeben gewesen. Wir haben jedoch oben gesehen, daß die Hauptauffaltung erst in das letzte Interglazial oder mit dem letzten Eisvorstoß zusammenfällt. Hiermit soll allerdings nicht behauptet werden, daß kleinere Aufpressungen und Schichtenstörungen nicht bereits durch ältere Eisvorstöße verursacht worden sind. Diese sind jedoch zum größten Teil wieder verwischt worden und treten ihrer Bedeutung nach gegen die Wirkungen der letzten Vereisung vollständig zurück.

Es erhebt sich nun weiterhin die Frage, in welcher Periode des jüngsten Glazials die Großfalten entstanden sind. Wir sahen, daß die durch das Eis verursachten Störungen sich weniger kräftig in der Aufwölbung des Untergrundes durch einseitig lastenden Druck, sondern vielmehr im Zusammenschub und Aufstauen der Schichten äußerten. Angriffspunkte sowohl im großen — Landrücken zwischen der Warthesenke im Norden oder Odersenke im Süden — wie im kleinen — Aufpressung durch den lastenden Druck — waren gegeben. Während der vorangegangenen Interglazialzeit werden sich auch mancherlei Unterschiede in der Topographie herausgebildet haben, an denen das vorstoßende Eis gute Ansatzpunkte für seine Schubkräfte fand. Für die Entstehung der Falten müssen wir daher auch aktives Eis, also ein vorrückendes Inlandeis, annehmen.

Der im großen zwar einheitliche, im kleinen jedoch voneinander abweichende Parallelismus im Verlauf der Faltenachsen muß als Erscheinung des in einzelnen mächtigen Zungen vorgehenden Eises angesehen werden, da das bald geradlinig, bald in Form größerer oder kleinerer Loben verlaufende Streichen der Braunkohlensättel sich nicht anders erklären läßt. Nehmen wir an, daß sich die Auffaltung bereits beim Vorstoß des Eises gebildet hat, so erklärt sich damit auch zwanglos die Tatsache, daß die Schichtenstörungen auf eine verhältnismäßig schmale Zone beschränkt sind und sich nur auf der Höhe des Landrückens an seinem Nordhange vorfinden (vgl. Übersichtskarte Abb. 2). Hier sind die Schichten wie ein Teppich zu Falten und überkippten Sätteln zusammengeschoben. Je nach ihrer Mobilität und der Stärke des auf sie ausgeübten Druckes bildete sich dann die ejektive Faltung (Breitmulden und Horstsättel) oder die kongruente Faltung (normale Sättel und Mulden) heraus. Auch das Auf- und Absteigen der Sattelachsen erklärt sich ohne weiteres mit der Verschiedenheit der Faltungsintensität. Daß sich als Begleiterscheinungen bei diesem Vorgang auch Auswalzungen, Zerreißungen, Abscherungen und Verwerfungen vor allem innerhalb der Sättel bilden mußten, dürfte verständlich sein.

Hatte der Eisrand die Höhe des Rückens erreicht, so bewegte er sich auf annähernd ebenem Gelände, das nach Süden zu in der Richtung der Eisbewegung außerdem noch abfiel. Hier waren natürlich keinerlei Bedingungen für die Entstehung von Schichtenstörungen gegeben, da das Eis sich ungehindert vorwärts bewegen konnte. Kleinere Unregelmäßigkeiten in der Topographie mögen allerdings noch zu Aufstauchungen von beschränktem Umfange Veranlassung gegeben haben, die aber gegenüber dem großen Faltenzuge an Bedeutung völlig zurücktreten. Im Einklang mit diesen Ausführungen steht auch die Tatsache, daß ebenso wie in unserem Gebiet es vor allem die nördlichen Abdachungen der anderen norddeutschen Landrücken sind, die diese glazialen Stauchungserscheinungen aufweisen, während nach Süden die Falten ausklingen und sich wieder söhlige Schichtenlagerung einstellt. Durch den Braunkohlenbergbau ist dieses besonders am Katzengebirge (schlesischer Landrücken), und zwar an den bei Freystadt und Grünberg gelegenen Braunkohlengruben, nachgewiesen worden. Ferner sei erinnert an die Aufschlüsse bei Muskau - Weißwasser, Sorau und Guben.

Auf der in Abb. 1 dargestellten Übersichtskarte ist das Generalstreichen der tertiären Faltenzüge des östlichen Teils der Provinz Brandenburg und des nördlichen Schlesien wiedergegeben. Es zeigt sich dabei sehr deutlich, daß die Streichrichtung der Sättel innerhalb kleinerer Gebiete wesentlich voneinander abweichen kann und daß, wie in neuerer Zeit besonders von W. Wolff [1]) für den Muskauer Bogen zum Ausdruck gebracht wurde, das Eis in einzelnen großen Zungen vorgestoßen ist. Bemerkenswert ist vor allem die Tatsache, daß die Odersenke in ihrer Erstreckung von Küstrin nach Süden über Frankfurt—Fürstenberg hinaus die Fließrichtung des Eises maßgeblich beeinflußt zu haben scheint. Das Streichen der Faltenzüge zu beiden Seiten der Oder und die Ausbildung ihrer Sättel — Überkippung nach Süden, Südosten und sogar nach Osten — deutet jedenfalls auf eine unverkennbare Bewegung der Gletscher aus dem Gebiete der heutigen Oder heraus auf die angrenzenden Hochflächen.

Gegen die Auffassung, die Falten seien beim Rückzug des Eises gebildet worden, sprechen verschiedene Argumente. Wir haben zwar mit einer gewissen Stillstandslage des Eisrandes auch in dem Streifen unseres Gebietes zu rechnen, in welchem hauptsächlich die Falten vorkommen. Angedeutet wird die Randlage durch die deutlich hervortretenden Hügelzüge und Kuppen, die, aus Sanden, Kiesen und Geschiebemergel aufgebaut, zum Teil mit Block-

1) W. Wolff, Einige glazialmorphologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland; „Zeitschr. D. Geol. Ges." 1927, M. B., S. 273.

packungen bedeckt sind. Daß diese endmoränenartigen Bildungen als Beweise für eine Stillstandsanlage des rückwärts weichenden Eisrandes angesehen werden müssen, bedarf keiner näheren Erörterung, breiten sich doch in ihrem Vorlande Sanderflächen von größerer Ausdehnung aus. Warum sie aber auch in den Zonen auftreten, in denen die zahlreichen Aufsattelungen liegen, sei an Abb. 13 erläutert.

Die Eismassen haben bei ihrem Vorrücken aus dem Warthetal nach Süden auf der ansteigenden Nordseite unseres Höhenzuges die Schichten ihres Vorlandes in ejektiven Faltenzügen zusammengeschoben. Beim weiteren Vorrücken transgredierte das Eis über die Faltenzüge, wobei die Sattelköpfe zum Teil abradiert wurden und die Kleinfaltung durch direkte Stauchung entstand. Auf der südlichen Abdachung gehen die Großfalten langsam in die flache Lagerung über.

Nachdem die Gletscher wieder bis zu diesem Rücken zurückgeschmolzen waren, mußte der Eisrand auf der Höhe des Rückens kürzere Zeit stationär bleiben. Nachdem nämlich das Eis die Odersenke freigegeben hatte, trat eine gewisse Beschleunigung des Rückzuges bereits dadurch ein, daß auf dem nach Süden abschüssigen Hang des Landrückens das Eis an Mächtigkeit erheblich geringer war. Auch die Südexposition gegenüber der Sonnenstrahlung dürfte den Abschmelzvorgang beschleunigt haben. Hierbei haben sich wohl auch eine Anzahl Toteisgebiete vom Eisrand losgelöst, die, übersandet, erst später ausgeschmolzen sind. Auf sie wird man einerseits einen Teil der Seen der Südseite, besonders die in den glazialen Abflußtälern gelegenen, zurückführen können, andererseits auch die kuppigen Hügelgebiete, die in ihrer Form nichts mit Endmoränen gemeinsam haben.

Als der Eisrand die Höhe des Landrückens erreicht hatte, mußte ziemlich unvermittelt eine Verzögerung des Rückschmelzens eintreten. Das Eis hatte naturgemäß nördlich des Rückens in der Warthesenke eine größere Mächtigkeit als auf dem abschüssigen Südhang, so daß bei gleichbleibender Zufuhr und gleichbleibendem Abschmelzbetrag das Zurückweichen des Eisrandes verlangsamt wurde. Dies äußerte sich aber in der Aufschüttung von Moränen auf der Höhe des Landrückens. Der Halt, der also nicht klimatisch, sondern nur morphologisch bedingt war, wird nur eine kurze Zeitspanne erfordert haben.

Ein Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung ist darin zu sehen, daß das Streichen der Faltenachsen nicht recht zu dem Verlauf der End- und Staumoränenzüge paßt. Vielfach laufen sie zwar einander parallel, mitunter kreuzen sie sich aber oder schneiden sich gar unter Winkeln von 70—90 ° (besonders in der Gegend zwischen Schönow und Schwiebus). Die aus anderen Faltengebieten (Muskau usw.) bekannte Erscheinung, wonach geologische Sättel durch topographische Mulden und umgekehrt angedeutet werden, kommt zwar des öfteren vor, bildet aber keineswegs die Regel.

Das Vorhandensein von Großfalten und endmoränenartigen Bildungen in demselben Gebiet ist daher zwar auf die gleiche Ursache zurückzuführen, nämlich das Vorhandensein des Landrückens zwischen der Oder- und Warthesenke. Sie haben aber insofern nichts miteinander gemein, als die Falten in der Vorstoßphase der letzten Eistransgression und die endmoränenartigen Bildungen bei einer kurzen Stillstandslage des rückwärts weichenden Eisrandes geschaffen worden sind.

Es dürfte von Interesse sein, auch andere norddeutsche Höhenrücken unter dem Gesichtspunkt zu untersuchen, ob nicht ihre Moränenbildungen lediglich der morphologischen Gliederung des Untergrundes ihre Entstehung verdanken.

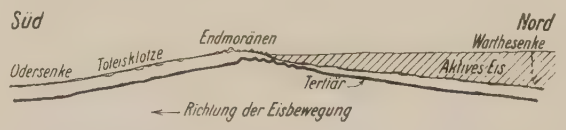



Abb. 13. Schematisches Nord-Süd-Profil durch den Höhenrücken von Schwiebus zur Darstellung der Verhältnisse beim Rückzug des Eises.

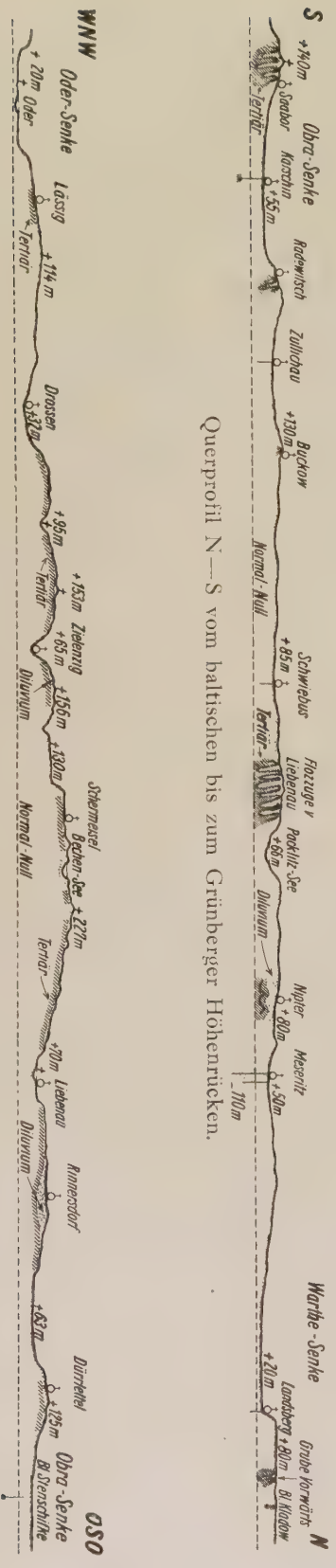
## Die Horstbildung.

Es ist bisher noch nicht möglich gewesen, zu einer klaren Vorstellung über die Unterfläche des Quartärs und des Tertiärs zu gelangen. Aus den in Aufschlüssen und Bohrungen gewonnenen Beobachtungen ergibt sich, „daß die Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes nur in großen allgemeinen Zügen die Gestalt des älteren Untergrundes widerspiegeln, daß jedoch die Oberfläche im einzelnen von den Reliefformen des tieferen Untergrundes ganz unabhängig ist [1])".

Diese Auffassung darf wohl als allgemein gesichert angesehen werden. Wieweit aber ältere und jüngere tektonische Kräfte bei der Ausgestaltung und der Heraushebung der Großformen des Oberflächenbaus eine Rolle gespielt haben, wodurch sie ausgelöst worden sind und an welchen Stellen sie sich ausgewirkt haben, darüber gehen die Meinungen bereits sehr auseinander. Vor allem ist über die Frage der Entstehung und Einheitlichkeit der Urstromtäler bisher keine Einigung erzielt worden. Von Berendt, Wahnschaffe und Keilhack werden sie als Erosionsrinnen gedeutet, während andere, wie Jentzsch und besonders Solger [2]),

1) Wahnschaffe-Schucht, Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, Stuttgart 1921, S. 40.

F. Solger, Zur Morphologie des Baruther Haupttales und seinem brandenburgischen Anteil; „Archiv der Brandenburgia", Berlin 1907.




Querprofil N—S vom baltischen bis zum Grünberger Höhenrücken.

Längsprofil OSO—WNW durch den Schwiebuser Höhenrücken.

Abb. 14. Maßstab für beide Profile: Höhen: 1:30000, Längen 1:450000.

die Rinnen auf tektonische Schwächelinien zurückführen wollen. Wieder andere vermitteln zwischen den widersprechenden Anschauungen und vertreten die Ansicht, daß beide Faktoren, Erosion und Tektonik, an der Entstehung der Täler beteiligt gewesen sind.

Wenn im folgenden auch zu diesem Problem Stellung genommen wird, so hängt dies mit der Frage nach der Entstehung der Schichtenstörungen zusammen, die wir im vorigen Kapitel behandelt haben. Die dabei gewonnenen Ergebnisse beanspruchen jedoch keineswegs eine allgemeine Gültigkeit für den ganzen Verlauf dieser großen Rinnen, sondern sollen sich nur auf die hier näher behandelten Teilstücke zweier Urstromtäler beschränken.

Zur Erläuterung sei das Profil Abb. 14 herangezogen, das, am Südabhange des baltischen Höhenrückens nördlich Landsberg a. W. beginnend, in annähernd nord-südlicher Richtung das Thorn—Eberswalder Urstromtal und den Landrücken mit seinen zahlreichen Aufsattelungen querschlägig schneidet und dann in südsüdöstlicher Richtung weiter über Züllichau, die Senke der Faulen Obra (Warschau—Berliner Urstromtal) nach dem Grünberger Höhenrücken verläuft. Verfolgt man auf der Profillinie den Verlauf der Oberkante des Tertiärs mit dem Verlauf der diluvialen Oberkante, so ergibt sich folgendes: Nördlich von Landsberg liegt die Hochfläche bei etwa 80 m ü. NN, das Tertiär ist hier in der Grube „Vorwärts“ und in einer Bohrung bei Kladow bis dicht unter der Tagesoberfläche nachgewiesen worden. In der Wartheniederung sinkt die Tagesoberfläche bis auf 20 m ü. NN herab; hier stehen allerdings keine Bohrungen, die über die Tiefenlage des Tertiärs Aufschluß geben könnten. Nach Süden steigt das Gelände ganz allmählich bis Meseritz (etwa 50 m ü. NN) an. Sämtliche hier niedergebrachten Bohrungen stehen noch im Diluvium; die tiefste von ihnen hat bei 160 m Tiefe (= 110 m u. NN) das Tertiär noch nicht erreicht. Etwa 6 km südlich davon treten schon die verhältnismäßig schwach gefalteten Kohlensättel von Nipter auf, die von den mehrfach erwähnten Flözzügen östlich Liebenau noch durch ein wenig erschlossenes Gebiet getrennt sind. Die Auffaltungen bei Liebenau haben das Tertiär bis an die Tagesoberfläche gehoben, die bei durchschnittlich 120 m ü. NN liegt. Nach Süden zu taucht das Tertiär unter der immer mächtiger werdenden Decke von Diluvium unter und ragt nur noch an vereinzelten Stellen, so bei Buckow und Padligar, empor. Dann erfolgt der scharfe Abbruch zur Obraniederung, die in der östlichen Verlängerung des Odertales liegt und einen Teil des Warschau—Berliner Urstromtales darstellt. Hier liegt eine Bohrung bei Karschin (etwa 50 m u. NN), die das Braunkohlenflöz erst in einer Tiefe von 108 m und die Tertiäroberkante bei —50 m erreicht hat.

Mit großer Wahrscheinlichkeit ist dabei anzunehmen, daß das hier erbohrte Braunkohlenflöz mit dem von Padligar identisch ist. Jen-

seits der Obrasenke steigen die Rücken im Grünberger Höhenzug bis über 200 m an; an seinen Nordabhängen treten wieder die Braunkohlensättel auf. Zwischen Grünberg und Saabor sind sie auf der Höhe des Rückens bis auf etwa 140 m ü. NN hochgepreßt.

Zusammenfassend ergibt sich folgender Tatbestand: Auf der südlichen Abdachung des Baltischen Höhenrückens besitzt die Tagesoberfläche nördlich Landsberg eine Höhe von etwa 80 m, sinkt im Warthetal auf 20 m ab, steigt langsam bei Meseritz bis auf 50 m und in dem Höhenzuge bei Liebenau bis 150 m. Nach Süden zu fällt das Gelände allmählich, erreicht noch einmal bei Buckow und Padligar größere Höhen, um dann nach dem Obrabruch auf 50 m ü. NN abzusinken. Auf der Südseite dieser Senke steigt die Oberfläche wieder an und erhebt sich im Grünberger Höhenzug bis zu 180 m. Entsprechend ist der Verlauf der Tertiäroberkante. Auch sie zeigt ein Ansteigen unter den Höhenrücken und ein Absinken im weiteren Bereich der Urstromtäler. Leider sind gerade hier verhältnismäßig wenig tiefere Aufschlüsse vorhanden, die zu einer genaueren Bestimmung der Grenze von Diluvium und Tertiär herangezogen werden können. Im großen ist aber eine gewisse Parallelität zwischen dem Verlauf der Oberkante des Tertiärs und des Diluviums festzustellen. Ausgedehnte Rücken wechseln mit breiten Senken ab. Diese Verhältnisse beweisen eindeutig, daß die großen Senken nördlich und südlich unseres Landrückens keine einfachen Erosionstäler sind. In ihnen sinken die Tertiärschichten in die Tiefe, während sie sich im Zwischengebiet zu auffallender Höhe erheben, auch wenn wir von der im vorigen Kapitel beschriebenen Großfaltung absehen.

Der Schwiebuser Landrücken steht also als eine Art Horst zwischen zwei Muldenzonen, an die sich im Norden wie im Süden wiederum Hochgebiete anschließen; ob der Horst von Verwerfungen begrenzt ist oder Flexuren oder nur einfache Durchbiegungen vorhanden sind, kann noch nicht entschieden werden.

Die Frage, welche Kräfte an der Herausbildung dieser großen Sattel- und Muldenform maßgebend beteiligt gewesen sind, dürfte schwierig zu entscheiden sein. Nur die Zeit ihrer Entstehung kann mit größerer Wahrscheinlichkeit bestimmt werden. Wir haben oben gesehen, daß die Großfalten in der Vorstoßphase der letzten Vereisung gebildet worden sind, als zum ersten Male die vorrückenden Gletscher hier einen gewissen Widerstand vorfanden. Die Heraushebung des Landrückens muß demnach in das letzte Interglazial fallen, und zwar eher in die letzte Phase dieser Zeit, da sonst durch eine weitgehende Einebnung der aus leicht abtragbaren Gesteinen zusammengesetzten Oberfläche die Widerstände gefehlt hätten, die dem Eis die Möglichkeit zur Bildung von Falten und Überschiebungen boten. Ohne die Annahme vorhergehender tektonischer Störungen können wir die Auffaltungen also nicht erklären, „denn wo ein älterer, konkordant' auf Tertiär liegender Geschiebemergel die Faltungen mitmacht, da muß doch in der Folgezeit eine Störung eingetreten sein, damit der jüngere Geschiebemergel nicht ebenfalls ‚konkordant' — von Denudationsdiskordanzen dürfen wir hier absehen — auflagerte[1])". Damit kann die Zeit der Heraushebung des Rückens — Ende der letzten Interglazialzeit — als ziemlich gesichert gelten.

Wir wissen nun, daß die Krustenbewegungen, die während der diluvialen Vereisungen das norddeutsche Schollenland betroffen haben, mit zum Teil beträchtlichen Dislozierungen verbunden gewesen sind und daß diese neuen Verschiebungen an meist älteren Verwerfungen oder Störungslinien stattgefunden haben. F. Wahnschaffe, der die glazialen Schichtenstörungen bei Freienwalde a. d. O. beschrieben hat[2]), stellt die dort erfolgten Überschiebungen und Überfaltungen gleichfalls in die Vorstoßphase der letzten Vereisung. Er weist aber darauf hin, daß vorher erst Hebungen einsetzen mußten, und nimmt daher Verwerfungen an, die dem Eis eine Angriffsfläche für seine Schubkräfte ermöglichten.

Daß diese Verwerfungen und ebenso die Heraushebung unseres großen Landrückens letzten Endes durch rein tektonische Ursachen bedingt sind, dürfte einleuchtend sein. Schwieriger ist schon die Frage, wodurch die tektonischen Kräfte ausgelöst worden sind. Die Auffassung, die W. Soergel über den Mechanismus der diluvialen Krustenbewegungen vertritt, scheint von den bestehenden Ansichten diejenige zu sein, welche unseren Verhältnissen am besten gerecht wird. Nach Soergel[3]) sind „die diluvialen Dislozierungen Norddeutschlands als notwendige Folge- und Begleiterscheinung der glazialen Absenkungen, hervorgerufen durch einen vom sinkenden Fennoskandia ausgehenden Tangentialdruck", aufzufassen. Das norddeutsche Schollenland befand sich nach Soergel bei Beginn der diluvialen Vereisung in einem Zustand labilen Gleichgewichts. Die Tatsache, daß in den nördlichen Gebieten, also auch bei uns, erst gegen Ende der Eiszeit die Bedingungen zum Eintreten von Dislozierungen vorhanden waren, erklärt Soergel auf folgende Weise: „Ein tangentialer Druck wird am ehesten und am

1) W. Soergel, Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen; „Fortschr. d. Geol. u. Paläont." 1923, Heft 5, S. 276—317.

2) F. Wahnschaffe, Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und im Tertiär bei Freienwalde a. d. O. und Fürstenwalde a. d. Spree; „Zeitschr. D. Geol. Ges." 1906, M. B., S. 243.

3) A. a. O.

stärksten dort zur Auswirkung kommen, wo die jeweils größte Labilität herrscht. Im Schollenlande ist die Labilität der Einzelkomplexe abhängig von der eigenen Situation und von der der gesamten Nachbargebiete. Beides ist Abwandlungen unterworfen, sobald ein Schollenland einer Abfolge von Störungsphasen ausgesetzt ist. Wo in einer älteren Periode eine relativ große Labilität vorhanden war, kann sie nach ein oder zwei Störungsphasen (gleich ein oder zwei Vereisungen) relativ gering sein. Die älteren labilen Zonen können eine tektonische Versteifung unter Einbuße ihrer Labilität erfahren haben. Die Lage der jeweils labilsten Zonen ist etwas durchaus Relatives, jede eine Eiszeit begleitende weiträumige Einbiegung und Störungsfolge kann hier zu Lagerungsverschiebungen führen. Und so läßt sich die Tatsache, daß erst während der letzten Eiszeit das nördliche Norddeutschland von den wohl stärksten Störungen betroffen wurde, einfach damit erklären, daß dieses Gebiet erst nach Ablauf der älteren Störungsphasen und Versteifung stärker labiler Zonen, erst nach zweimaliger Einbiegung Norddeutschlands einen so hohen Grad von Labilität im Rahmen der Nachbargebiete gewann, daß beim Aufkommen eines neuen tangentialen Druckes Dislozierungen vorzugsweise hier auftreten mußten."

Die randliche Aufpressung der ersten Vereisung ist infolge tektonischer Versteifung heute noch zum größten Teil erhalten. Für die Randgebiete der zweiten und dritten Vereisung reichen die bisher erfolgten Untersuchungen jedoch nicht aus, um einen solchen „Randwulst" sicher nachweisen zu können. Man könnte vielleicht den Fläming als einen Teil eines solchen Wulstes auffassen. — Wir sind daher berechtigt, auch den Schwiebuser Landrücken als eine derartige Auffaltung durch tangentialen Druck anzusehen, deren letzte Ursache die Herabdrückung Fennoskandias durch die lastenden Eismassen war. Vielleicht stellt er einen einfachen Randwulst dar. Wahrscheinlicher ist aber, daß er nur einen von mehreren unter sich parallelen Höhenzügen darstellt, zwischen denen als Mulden die breiten Urstromtalzonen liegen. Jedenfalls ist es auffallend, wie regelmäßig in unserem Gebiet Höhenzüge mit Talzonen wechseln (von Norden nach Süden: Landsberger Rücken, Warthesenke, Schwiebuser Rücken, Odersenke, Grünberger Rücken).

## Zusammenfassung.

### Übersicht über den Ablauf der geologischen Ereignisse.

Betrachten wir noch einmal kurz den Ablauf der geologischen Ereignisse in unserem Gebiet, so ergibt sich folgendes Bild: Während des Tertiärs wurden in den flachen Gebieten, die von langsam dahinfließenden Strömen durchzogen waren, die lockeren Sedimente, wie Formsande, Letten und Kohlensande, abgelagert. Im unteren Miozän ging hauptsächlich in den Zeiten, in welchen die Sedimentation des feinen, klassischen Materials nachließ oder gänzlich aufhörte, die Bildung der Braunkohlenflöze vor sich, immer wieder unterbrochen von Perioden stärkerer Materialzufuhr, welche die Zwischenmittel und Linsen innerhalb der Kohlenlager zur Ablagerung brachte. Zweifellos stand in den Zwischengebieten das Grundwasser sehr hoch, so daß während dieser Zeit eine starke Pflanzenbedeckung den Anlaß der Braunkohlenbildung gab. Gegen Ausgang des Tertiärs mag vielleicht schon eine Zeit der Hebung des Festlandes eingetreten sein, in welcher ein Teil der lockeren, weichen Sedimente bereits wieder der Abtragung anheimfiel, worauf das stellenweise Fehlen der Kohlenflöze und gewisser Schichtpartien des Tertiärs zurückgeführt werden kann.

Die zu Beginn des Diluviums eintretende Klimaverschlechterung ließ dann die auf den Gebirgen Skandinaviens befindlichen Gletscher anwachsen und nach der Norddeutschen Tiefebene vorstoßen. Die Zeiten kälteren Klimas wurden von wärmeren Perioden unterbrochen, in denen die Gletscher unter Zurücklassung ihrer Grundmoränen zurückschmolzen und eine der heutigen Fauna und Flora ähnliche Tier- und Pflanzenwelt in die ehemals vereist gewesenen Gebiete wieder einzog. Allen Anzeichen nach zu schließen, scheinen die älteren Eistransgressionen bei ihren Vorstößen keine besonderen Stauchwirkungen auf den Untergrund ausgeübt zu haben, da sie keine wesentlichen Hindernisse vorfanden, an denen sie ihre Schubkräfte hätten entwickeln können.

Während des letzten Interglazials, wahrscheinlich erst in der Vorstoßphase der letzten unser Gebiet erreichenden Vereisung, müssen nun tektonische Bewegungen eingesetzt haben, durch die der Schwiebuser Landrücken herausgehoben wurde. Im einzelnen werden seine Grenzen zwar nicht genau mit den heutigen zusammengefallen sein, da die Schmelzwässer des zurückweichenden älteren Eises in den großen Urstromtälern sich zum Teil andere Wege als die Abschmelzwässer des jüngeren Eisvorstoßes gesucht haben werden. Doch müssen bei der letzten Transgression die vorrückenden Gletscher einen gewissen Widerstand vorgefunden haben, an dem ihre vereinigten Schub- und Druckkräfte die beschriebenen Lagerungsstörungen innerhalb des Tertiärs und des älteren Diluviums hervorrufen und die Schichten am Nordabhang des Landrückens wie einen Teppich zusammenschieben konnten. Als das Eis bei weiterem Vorrücken über die soeben gebildete Faltungszone trans-

gredierte, wurden die Köpfe der Sättel in mannigfacher Weise gestört, gefältelt oder überhaupt abradiert. Nachdem das Eis die Höhe des Rückens überschritten hatte, bewegte es sich annähernd auf ebenem Gelände und faltete nur noch an örtlich hervorragenden Widerlagern den Untergrund auf. Erst nach Überschreiten der Odersenke entstand am Nordabhang des Grünberger Höhenzuges ein ähnlicher Faltengürtel, wie wir einen solchen in unserem Gebiet näher kennengelernt haben.

Beim Rückschmelzen der Gletschermassen mußte der Eisrand aus den oben dargelegten Gründen eine Zeitlang auf der Höhe des Rückens stationär bleiben. Endmoränen und Kuppenlandschaften bildeten sich heraus, die durchaus nicht mit einem klimatisch bedingten Halt des Eisrandes erklärt zu werden brauchen. Die Schmelzwässer schufen weite Stromtäler und Rinnen, deren verschiedene Talsandstufen uns die Rückzugsphasen des Eises und die Höhe des damit in Zusammenhang stehenden Wasserstandes der Flüsse anzeigen. Nach dem völligen Zurückweichen der Eismassen bis nach Skandinavien hinauf bildeten sich allmählich die heutigen klimatischen Bedingungen heraus. Der Boden erhielt eine schützende Pflanzendecke. Die aufschüttende Tätigkeit der Flüsse ließ nach, und diese begannen wieder in die Tiefe zu erodieren. Alluviale Bildungen entstanden, und so wurde langsam die heutige Morphologie unseres Gebietes herausentwickelt.

### Ergebnisse.

1. Die Teilstücke der hier behandelten Urstromtäler (Warthe- und Odersenke) sind nicht als reine Erosionsrinnen zu deuten, sondern stellen abgesenkte Schollen gegenüber dem gehobenen „Schwiebuser Horst“ dar.

2. Die Großfaltung ist auf den Druck des vorrückenden Eises der letzten Vereisung, die das Gebiet erreicht hat, zurückzuführen.

3. Die Kleinfaltung ist der Großfaltung nachträglich aufgelagert und eine direkte Wirkung des transgredierenden Eises.

4. Die endmoränenartigen Bildungen auf der Höhe des Schwiebuser Landrückens sind nicht als Zeichen einer längeren, klimatisch bedingten Stillstandsphase des rückwärts weichenden Eisrandes anzusehen, sondern morphologisch bedingt. Sie fallen also zeitlich nicht mit der Bildung der Großfaltung zusammen.

5. Das Diluvium läßt sich gliedern in

a) ein jüngeres, das diskordant über dem älteren Diluvium und dem Tertiär liegt;

b) ein älteres, das konkordant über dem Tertiär folgt und sich aus wahrscheinlich drei sehr mächtigen, gut getrennten Geschiebemergeln nebst Sanden zusammensetzt.

---

## Lebenslauf.

Geboren am 30. Dezember 1902 als Sohn des Lehrers Otto Schulz in Schwiebus, besuchte ich das dortige Realgymnasium, das ich Ostern 1921 mit dem Zeugnis der Reife verließ. Nach einjähriger Praxis im Bergbau begann ich mein Studium 1922 an der Technischen Hochschule in Breslau, wo ich Ende 1926 die Diplomprüfung in der Fachrichtung für Bergingenieure bestand. Im Jahre 1927 war ich mit praktischen geologischen Untersuchungen in der östlichen Mark beschäftigt. Seit Mitte Oktober 1927 bin ich als Assistent am Geologischen Institut der Universität und Technischen Hochschule in Breslau angestellt.

---

Druck von Wilhelm Knapp in Halle (Saale).